Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol)

(Strukturzusammenhänge am Ostrand des Ehrwalder Beckens)

Hubert Miller

1962

Zur Geologie des westlichen

Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol)

(Strukturzusammenhänge
am Ostrand des Ehrwalder Beckens)

Inaugural - Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig - Maximilians - Universität
zu
München

vorgelegt von
Hubert Miller
aus
München

eingereicht am 8. Juni 1962

1. Berichterstatter: Priv.-Doz. Dr. H.-J. SCHNEIDER
2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER
Tag der mündlichen Prüfung: 25.7.1962

Vorwort

Die vorliegende Dissertation befaßt sich im wesentlichen mit der Frage, ob und in welcher Form in einem der umstrittensten Gebiete der nördlichen Kalkalpen tatsächlich weiträumige Gebirgsüberschiebungen stattgefunden haben.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen, die mir während der Abfassung dieser Arbeit durch Rat und Tat zur Seite standen, meinen Dank auszusprechen.

In erster Linie gilt für seine stets wertvolle Anregung und Kritik mein ergebenster Dank Herrn Priv.-Doz. Dr. H.-J. SCHNEIDER, der die wissenschaftliche Betreuung der Dissertation übernommen hatte. Herr Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER gestattete mir die Benutzung aller Einrichtungen des Instituts für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München, wofür ich ihm großen Dank schuldig bin.

Herr cand. geol. K. GERMANN stellte mir seine Kartierung der Umgebung des Marienbergjoches für die weitere Auswertung zur Verfügung. Ich verdanke ihm außerdem zahlreiche Hinweise auf bemerkenswerte Beobachtungen und manche anregende Diskussion.

Frau Dipl.-Geol. V. ISEMANN überließ mir ihre reichen Fossilfunde aus dem Bereich des Issentalköpfls sowie eine Reihe tektonischer Daten aus diesem Gebiet.

Herrn Dr. W. BARTHEL danke ich für die Bestimmung der jurassischen und kretazischen Cephalopoden. Herr Dipl.-Geol. J.TH. GROISS unterzog sich freundlicherweise der Mühe, die zahlreichen Foraminiferenfaunen zu bestimmen.

Herrn Dr. D. KLEMM und Herrn Dr. F. LIST schulde ich Dank für zahlreiche Ratschläge bei der Untersuchung von Dünnschliffen.

Mein besonderer Dank gilt meinen verehrten Eltern für ihre Unterstützung, die mir das Studium und die Promotion erst ermöglichte.

Vom Deutschen Alpenverein erhielt ich einen namhaften Zuschuß zu den Gelände- und Materialkosten. Hierfür und für die Überlassung des Schichtlinienandruckes der in Vorbereitung befindlichen Karte des Wetterstein- und Mieminger Gebirges (1 : 25000), Blatt Mitte, danke ich ergebenst. Die Sektion Coburg des Deutschen Alpenvereins gewährte mir freundlicherweise kostenlose Unterkunft auf ihrer Hütte in den Mieminger Bergen.

Zum Schluß möchte ich noch allen danken, die mir in praktischen Dingen zur Seite standen, vor allem meiner lieben Braut für die Mithilfe bei den um-

fangreichen Schreibarbeiten. Auch meinen Wirtsleuten während der insgesamt über acht Monate dauernden Geländezeit bin ich zu Dank verpflichtet, insbesondere der Familie Ferdinand HOSP in Ehrwald, bei der ich auch innerhalb der sommerlichen Hochsaison stets ein Unterkommen fand.

Inhalt

	Seite
Einleitung	1
A. Stratigraphie	
1. Die Gesteine der Trias	4
1.1 Reichenhaller Schichten	4
1.2 Die anisische Riff-Knollenkalk-Serie	7
1.2o Zur Namengebung	7
1.21 Beschreibung der Gesteinstypen	8
1.22 Die Tufflagen in den anisischen Hornsteinkalken	12
1.22o Beobachtungen älterer Autoren	12
1.221 Verbreitung und Lagerung der Tuffe	13
1.222 Petrographische Beschreibung	14
1.223 Zur Frage der Herkunft der Tuffe	15
1.23 Fazies- und Mächtigkeitsverteilung der anisischen Gesteinstypen und ihre Altersstellung	17
1.3 Die paläogeographische Situation während des Anis	19
1.4 Partnachschichten	2o
1.41 Partnachmergel	2o
1.42 Partnachkalk	21
1.5 Wettersteinkalk	24
1.51 Beschreibung der Gesteinstypen	24
1.52 Die Erzhorizonte	25
1.521 Unterer Horizont	25
1.522 Oberer Horizont	26
1.523 Grenzhorizont	27
1.524 Zur Genese der Erze	27
1.53 Mächtigkeit und Altersstellung des Wettersteinkalkes	28
1.6 Raibler Schichten	29
1.7 Hauptdolomit	32
1.8 Plattenkalk	32
1.9 Kössener Schichten	33
2. Die Gesteine des Juras und der Unterkreide	34
2.o Zur Nomenklatur der jurassischen und kretazischen Sedimente	34
2.1 Adneter Kalke	35
2.2 Allgäuschichten	36
2.3 Radiolaritgruppe	4o
2.4 Aptychenschichten	42
2.41 Bunte Aptychenschichten	42
2.42 Biancone-Kalk	43
2.43 Grüne Aptychenschichten	44

Seite

2.5 Detailprofile der mittel- und oberjurassischen Sedimente 46

2.6 Die "Ehrwaldite" und ihre geologische Stellung 48

2.7 Die paläogeographische Situation während des Juras und der Unterkreide 52

3. Zur Frage der Herkunft der Kieselsäure in den anisischen und jurassischen Hornsteinkalken 54

4. Quartäre Ablagerungen 56

B. Tektonik

5. Ältere Ansichten über den Bau des Wetterstein- und Mieminger Gebirges und die Aufgaben einer tektonischen Neubearbeitung 58

5.1 Allgemeiner Überblick 58

5.2 Die Deutung des Gebirgsbaues durch frühere Autoren 58

5.3 Problemstellung 62

5.4 Zur Nomenklatur nordalpiner tektonischer Einheiten 63

6. Der innere Bau der großtektonischen Einheiten 65

6.1 Die Mieminger Masse 65

6.11 Die Großstrukturen der Mieminger Berge 65

6.11o Vorbemerkungen und allgemeiner Überblick 65
6.111 Der Wannig-Handschuhspitzen-Kamm 67
6.112 Das Profil Marienbergjoch-Zundernkopf 67
6.113 Der Schachtkopf 69
6.114 Drachenkar und Grünstein-Ostgrat 69
6.115 Das Profil über die Tajaköpfe 7o
6.116 Das Profil über den Igelskopf-Grat 71
6.117 Igelseekar und Breitenkopf 72

6.12 Überblick über den Ostteil der Mieminger Berge 73

6.13 Analyse von ß- und B-Achsen 73

6.14 Zusammenfassender Überblick über den Bau der Mieminger Berge 74

6.15 Issentalköpfl und Vorbergzug und ihre Beziehungen zu den Mieminger Bergen 77

6.2 Die Wetterstein-Masse 79

6.2o Vorbemerkungen 79

6.21 Der Internbau der westlichen Wetterstein-Masse 79

6.22 Analyse von ß- und B-Achsen 81

6.3 Die "Jungschichtenzone" zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge 81

6.3o Vorbemerkungen 81

6.31 Der Internbau der Jungschichtenzone 82

6.32 Analyse von ß- und B-Achsen 84

6.4 Die West- und Nordumrahmung des Ehrwalder Beckens 85

Seite

6.4o Vorbemerkungen 85

6.41 Der Großbau der Lermooser Mulde und ihres nord- und südseitigen Rahmens 86

6.42 Analyse von ß- und B-Achsen 87

7. Die Beziehungen zwischen den großtektonischen Einheiten 88

7.1 Das Verhältnis der Mieminger Masse zur Jungschichtenzone 88

7.2 Das Verhältnis der Wetterstein-Masse zur Jungschichtenzone 92

7.3 Das Verhältnis der Jungschichtenzone zur Lermooser Mulde und zu deren Rahmen 96

8. Die Strukturzusammenhänge im Gebiet des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges und ihre zeitliche Entwicklung 97

8.1 Großstrukturen 97

8.2 Achsenpläne 99

8.3 Regionale Spannungspläne und ihre Auswirkung auf die Strukturentwicklung 1o1

Zusammenfassung 1o3

Literatur 1o7

Einleitung

Zwischen dem Garmischer Talkessel im Norden und der Inntalfurche im Süden ziehen sich etwa parallel in Ost-West-Richtung zwei Hochgebirgsgruppen hin, das Wetterstein-Gebirge im Norden und die Mieminger Berge im Süden.

Im Westen werden diese Gebirgsketten durch den tiefen, N - S - verlaufenden Einschnitt der Fernpaßsenke und des Ehrwalder Beckens von den Lechtaler und Ammergauer Alpen getrennt. Im Osten bilden die Seefelder Senke und das Isartal die natürliche Grenze gegen das Karwendelgebirge.

Das Wetterstein-Gebirge gliedert sich in drei Kämme, die sich am Westrand des Gebirges in der Zugspitze (2962 m), dem Kulminationspunkt des Gebirges, treffen und das Höllental bzw. Reintal zwischen sich einschließen. Der südlichste und längste dieser Grate, der von der Zugspitze über den Schneefernerkopf zunächst nach Süden zieht, um dann an den Wetterspitzen (2747 m) nach Osten umzuschwenken, bildet bis zu seinem Ende bei Mittenwald eine kaum unterbrochene Mauer von 2o km Länge. Diesem Grat folgt die bayerisch-tirolische Landesgrenze.

Die Mieminger Berge liegen zur Gänze auf österreichischem Boden. Ihr 26oo - 27oo m hoher Hauptkamm ragt unmittelbar über der Mieminger Hochfläche auf und weist bei 2o km Länge als nahezu geschlossener Gipfelgrat nur an drei Stellen (Marienbergjoch (1788 m), Grünsteintörl (2263 m) und Niedermunde-Sattel (2o55 m)) einen - auch hier beschwerlichen - Übergang auf. Nach Norden gehen vom Hauptkamm der Mieminger Berge fünf kurze Seitengrate ab, die (von West nach Ost) in der Ehrwalder Sonnenspitze (2412 m), den Drachenköpfen (2413 und 23o1 m), den Tajaköpfen (24o9 und 2452 m), den Igelsköpfen (2223 m) und dem Breitenkopf (247o m) kulminieren.

Zwischen Wetterstein-Gebirge und Mieminger Bergen liegt der Einschnitt des Gaistales, das zu einem Viertel seiner Länge nach Westen zur Loisach, in seinem - wesentlich größeren - Ostteil zur Leutascher Ache, d.h. zur Isar entwässert. Die Talwasserscheide liegt südöstlich der Ehrwalder Alm in ca. 16oo m Höhe.

Das unvermittelte, steile Aufsteigen der beiden hohen Gebirge aus tiefen Tälern und die dadurch sich ergebenden relativen Höhenunterschiede von fast 2ooo Metern schaffen besonders eindrucksvolle geologische Aufschlüsse,

erschweren aber andererseits die Detailuntersuchungen und Kartierungsarbeiten sehr, die der relativ langen Dauer der Schneebedeckung wegen nur in den vier Sommermonaten möglich sind.

Seit den grundlegenden Arbeiten AMPFERERs (1902, 1905 a, b) in den Mieminger Bergen und REIS' (1911) im Wettersteingebirge gehört die Frage nach den geologischen Zusammenhängen zwischen Mieminger Bergen und Wetterstein-Gebirge einerseits und zwischen diesen Gebirgsgruppen und den Lechtaler Alpen andererseits zu den meistumstrittenen Problemen innerhalb der bayerisch-tirolischen Kalkalpen. Weder waren sich die Anhänger der Deckenlehre über den Verlauf der Deckengrenzen einig, noch vertraten die Verfechter autochthoner Entstehung eine einheitliche Meinung.

Die Unsicherheit in der Deutung des Gebirgsbaues hatte mehrere Gründe: Erstens unterbricht das ausgedehnte, von quartären Sedimenten erfüllte Ehrwalder Becken die Aufschlüsse zwischen Lechtaler Alpen im W und Wetterstein- bzw. Mieminger Gebirge im E. Zweitens ist die einzige Grundlage für den Südteil des zur Besprechung kommenden Gebietes, das Blatt Zirl-Nassereith der Österreichischen Spezialkarte 1 : 75000 (im folgenden kurz "Spezialkarte" genannt), ziemlich alt (1912) und entspricht im Maßstab keineswegs den heutigen Anforderungen. Drittens ist die "Geologische Karte des Wettersteingebirges 1 : 25000" von REIS & PFAFF (1911), so zuverlässig sie im allgemeinen in stratigraphischer Hinsicht ist, für tektonische Deutungen nur bedingt brauchbar, da sie fast keine Streich- und Fallzeichen enthält.

Der Versuch, durch eine Neubearbeitung die Zusammenhänge zwischen den Gebirgsgruppen um das Ehrwalder Becken zu klären, mußte sich auf zwei Grundlagen stützen: Zunächst war eine lithologisch-stratigraphische Neukartierung des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges und der von diesen Triasketten eingeschlossenen "Jungschichtenzone" unerläßlich. Sie erfolgte im Jahr 1960 auf der Topographischen Karte von Bayern 1 : 25000, Blatt Zugspitze. Im Jahr 1961 konnte eine Vergrößerung im Maßstab 1 : 10 000 des Schichtlinienandruckes der "Karte des Wetterstein- und Mieminger Gebirges 1 : 25000, Blatt Mitte", des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins benutzt werden. Der Westteil der Umrahmung des Ehrwalder Beckens wurde nur bis zur Westgrenze des im Schichtlinienplan vorliegenden Kartenblattes kartiert.

Außerhalb des Kartierungsgebietes wurden in der näheren und weiteren Umgebung zahlreiche Übersichtsbegehungen durchgeführt, die vor allem der Klärung der tektonischen Zusammenhänge zwischen den Gebirgen westlich und östlich des Ehrwalder Beckens dienen sollten.

Für die Kartierung wurden, insbesondere in den schwer zugänglichen Wänden des Mieminger Hauptkammes, in großem Ausmaß Luftbilder herangezogen, deren Auswertung am Stereoskop manche Strukturelemente wesentlich genauer erfassen ließ, als es mit den klassischen Kartierungsmethoden im Gelände möglich war.

Die großmaßstäbliche Neukartierung trug nicht nur zur Klärung vieler, vorher schwer verständlicher tektonischer Probleme bei. Sie ergab nebenher eine Fülle neuer Gesichtspunkte zur Verbreitung und insbesondere zur Fazies- und Mächtigkeitsverteilung der triassischen und jurassischen Sedimente im Raum des Wetterstein- und Mieminger Gebirges.

Um die Wiederholung von allgemein Bekanntem zu vermeiden, werden bei der Besprechung der Schichtfolge nur wesentliche, bisher wenig berücksichtigte oder neue Beobachtungen mitgeteilt, wobei vor allem Wert auf nomenklatorische Fragen gelegt wird.

Ich möchte besonders darauf hinweisen, daß Stufenbezeichnungen in den Überschriften zu den einzelnen lithologischen Einheiten soweit irgend möglich vermieden wurden. Denn die auf paläontologischem Wege aus dem Gebiet der Originallokalität übertragenen Stufenbezeichnungen decken sich bekanntlich durchaus nicht immer mit kartierbaren Gesteinsgruppen ("formations" im angelsächsischen Sinn).

Damit soll keineswegs einer Einteilung der geologischen Zeitskala nach anders als paläontologisch fundierten Gesichtspunkten das Wort geredet werden. Es dürfte aber doch feststehen, daß die organische Entwicklung, auf der unsere Zeitskala aufgebaut ist, nicht in ursächlichem Zusammenhang mit der Ausbildung der Gesteine steht (SCHINDEWOLF 1944, 1956) und daß gerade durch die exakte Trennung von Gesteinsbeschreibung und Altersbestimmung manches Mißverständnis ausgeschaltet und die Darstellung der Schichtfolge vereinfacht wird.

Das so gewählte Einteilungsprinzip entspricht in etwa der "geognostischen Einteilung" PIAs (1930, S. 13 ff.).

Weiterhin wurde bei der Namengebung der Versuch gemacht, mißverständliche und unscharfe Begriffe wie "Muschelkalk" oder "Fleckenmergel" durch präzisere zu ersetzen, auch wenn die gewählten Namen bisher selten gebraucht wurden.

Außer der Neukartierung war für die Deutung der tektonischen Beziehungen die Darstellung der gemessenen und konstruierten B- und ß-Achsen in Sammeldiagrammen nach SANDER (1948) von großer Wichtigkeit. Mit ihrer Hilfe

wurden manche Irrtümer beseitigt und andererseits viele wesentliche Zusammenhänge erstmals sichtbar, die den klassischen Aufnahms- und Darstellungsmethoden entgangen waren.

Die eingehende stratigraphische Untersuchung der Mitteltrias der Mieminger Berge war nicht nur Voraussetzung für die weitgehende Klärung der tektonischen Zusammenhänge; sie sollte auch exakte Grundlagen für die lagerstättenkundliche Bearbeitung der Schwermetallvererzung des Wettersteinkalkes schaffen. TAUPITZ, der 1954 die Erzlagerstätten der Mieminger Berge in größerem Zusammenhang untersuchte, ging dabei noch von der alten, vielfach ungenauen "Spezialkarte" aus, ohne sich näher mit stratigraphischen Fragen zu befassen.

Die Erzlagerstätten der westlichen Mieminger Berge werden zur Zeit von Herrn cand.geol. K. GERMANN ausführlicher bearbeitet.

1. Die Gesteine der Trias

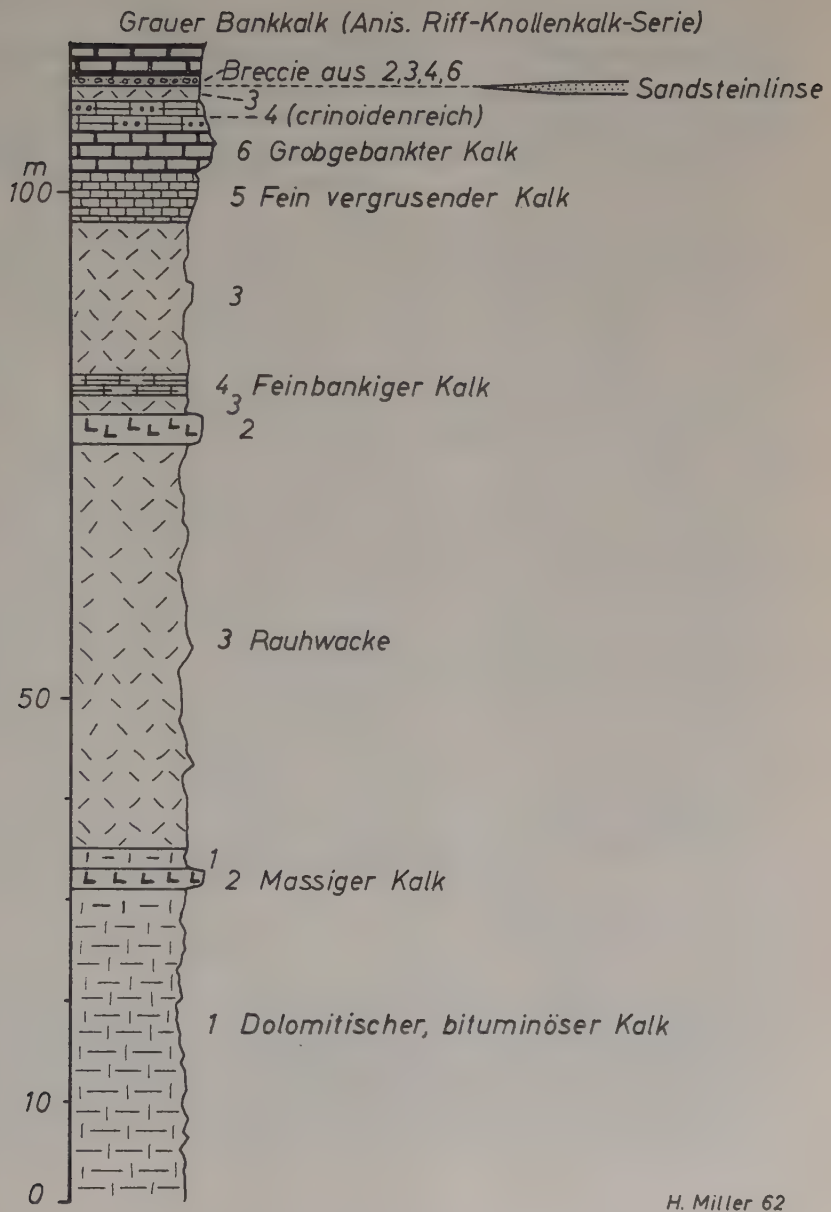
1.1 Reichenhaller Schichten

Der Name, schon von MOJSISOVICS (1869, S. 94: Reichenhaller Kalk) gebraucht, ist für die zwischen "alpinem Buntsandstein" und "alpinem Muschelkalk" auftretenden Rauhwacken, Kalke und Dolomite allgemein üblich (ROTHPLETZ 1888, AMPFERER & HAMMER 1899, LEUCHS 1927, KLEBELSBERG 1935, M. RICHTER 1937, SCHMIDEGG 1951).

Die Reichenhaller Schichten sind die ältesten Gesteine des Untersuchungsgebietes. Im gesamten Wetterstein- und Mieminger Gebirge machte sie erstmals SCHNEIDER (1953 a) bekannt, der vom Arnspitzstock mehrere kleine Vorkommen in gestörter Lagerung beschrieb.

Der Verfasser konnte schon 1959 anläßlich der Neuaufnahme des Zugspitz-Westfußes oberhalb des Ehrwalder Köpfls eine über 100 m mächtige Serie von Dolomiten, dolomitischen Kalken und Rauhwacken vom "Muschelkalk" abtrennen und stellte sie zu den Reichenhaller Schichten (MILLER 1960). Bei der Kartierung des westlichen Mieminger Gebirges stellte sich nun heraus, daß die meisten der dort von AMPFERER (AMPFERER & OHNESORGE 1912, 1924) als "Hauptdolomit" und "Raibler Schichten" aufgefaßten Gesteine zum Teil mit Sicherheit, zum Teil mit sehr großer Wahrscheinlichkeit das unmittelbare stratigraphisch Liegende des "Muschelkalkes" bilden und demnach zu den Reichenhaller Schichten gehören.

Reichenhaller Schichten vom Nördlichen Tajatörl



H. Miller 62

Es ist bezeichnend für eine gewisse Unsicherheit AMPFERERs bei der Altersdatierung der fraglichen Gesteine, daß er sich nur auf der "Spezialkarte" stets auf die Zuordnung zur Obertrias festlegt, während er im Text (1902, 1905 b) sehr oft einfach von "Dolomiten" oder "Rauhwacken" spricht, ohne sie näher einzustufen.

Die Reichenhaller Schichten der Mieminger Berge bestehen im wesentlichen aus mehr oder minder kalkhaltigen Dolomiten, schichtigen und massigen Kalken sowie groblöcherigen Rauhwacken. Diese Gesteine können sich seitlich weitgehend vertreten; die obersten 10 - 50 m der Serie sind praktisch in jedem Aufschluß anders zusammengesetzt.

Als allgemeine Regel kann gelten, daß die Rauhwacken fast ausschließlich an die höheren Horizonte gebunden sind, während die kalkigen Dolomite sich mehr in den tieferen Horizonten finden. In den hangenden Teilen der Serie kommen lokal untergeordnet Sandsteine und Breccien vor.

Am weitesten verbreitet sind die kalkigen Dolomite. Sie sehen auf den ersten Blick - schon ihres Zerfalls in polygonalen Grus wegen - dem Hauptdolomit, als welchen AMPFERER (AMPFERER & OHNESORGE 1912) diese Gesteine kartierte, tatsächlich ähnlich und weisen, wie der norische Dolomit, meist kräftigen Bitumengeruch auf. Bei genauerer Prüfung sind aber folgende Unterschiede gegenüber den norischen Dolomiten festzustellen: Es handelt sich nie um reine Dolomite, ein gewisser Kalkgehalt ist bei der Salzsäurereaktion stets feststellbar; Schichtung oder Bankung ist im Gegensatz zum Hauptdolomit sehr selten zu beobachten, nur nordöstlich des Marienbergjoches ist deutliche Bankung die Regel; Feinschichten fehlen völlig; der Farbton ist allgemein etwas heller als der des Hauptdolomites. Diese Merkmale unterscheiden den Reichenhaller Dolomit deutlich vom Hauptdolomit, der südlich des Hauptkammes reichlich zum Vergleich ansteht.

U.d.M. zeigt sich eine eintönige Grundmasse aus feinkörnigem Karbonat. In einem Schliff ist stellenweise Ovoidstruktur undeutlich zu erkennen. In Wolken und auf Klüften wird die Grundmasse von grobkörnigem, neugesproßtem Dolomit und - seltener - Kalzit durchsetzt.

Die durchweg kalkigen Rauhwacken sind ebenfalls häufig aufgeschlossen. Zu den Raibler Rauhwacken besteht kein deutlicher lithologischer Unterschied.

U.d.M. erkennt man Reste einer feinkörnigen karbonatischen Masse, die von mittelkörnigem Karbonat allseitig umgeben werden. Große Löcher durchsetzen beide Bestandteile. Zerstreute, stark korrodierte, oft undulös auslöschende Quarzkörner und feine Muskovitschüppchen (sehr selten) sprechen für geringe klastische Stoffzufuhr. Brauneisen in Schlieren und Suturen ist häufig, Pyrit kommt in undeutlichen Resten vor. In brauneisenreichen Partien finden sich hornsteinähnliche Anreicherungen von sehr feinkörnigem Quarz.

Die verschiedenartigen Kalke, die im Zusammenhang mit den Rauhwacken und Dolomiten vorkommen, schließen sich im lithologischen Habitus eng an die Gesteine der "Riff-Knollenkalk-Serie" ("alpiner Muschelkalk") an.

Als hangender Abschluß der Reichenhaller Schichten oder wenige Meter unter ihrer Obergrenze findet sich stellenweise eine bis zu 1 m mächtige Breccie mit leicht wackigem Bindemittel. Bis auf die Dolomite sind alle liegenderen Gesteine der Reichenhaller Schichten als Komponenten in ihr vertreten. Der Rundungsgrad der Komponenten pflegt innerhalb der Breccie nach oben etwas zuzunehmen.

In der von W zur nördlichen Tajascharte ziehenden Rinne ist unter der abschließenden Breccienbank eine maximal 1 m mächtige Sandsteinlinse eingeschaltet.

Ein Dünnschliff des Sandsteins sei kurz beschrieben: Die karbonatische Grundmasse ist dicht durchsetzt von Karbonat- und Quarzkörnern; vereinzelt findet sich Biotit, selten Muskovit und Chlorit, sehr selten sind stark korrodierte Plagioklase. Der Schliff ist durchstäubt von Pyrit, der alle Übergänge zu Brauneisen zeigt.

Ein Profil (Taf. 1) über die Scharte zwischen Vorderem und Hinterem Tajakopf zeigt fast alle innerhalb der Serie vorkommenden Gesteine und gibt ein Bild des lebhaften vertikalen Faziswechsels.

Die Reichenhaller Schichten treten fast ausnahmslos - auch wo der stratigraphische Verband gestört ist - im Liegenden der anisischen "Riff-Knollenkalk-Serie" auf. Ihr Vorkommen ist daher an die Sattelkerne gebunden. Es ist in den Mieminger Bergen vom Nordfuß des Wannig-Handschuhspitzen-Kammes bzw. vom Westfuß der Sonnenspitze in zwei Streifen nach E zu verfolgen, die sich am Igelskopf vereinigen. Im Igelseekar verschwinden die Reichenhaller Schichten auf Grund des E-Fallens der B-Achsen von der Oberfläche. Zwischen Wettersteinkalk eingeschuppt finden sich Reichenhaller Dolomite am Ostgrat des Grünsteins und in der Südostflanke der Handschuhspitzen. Das Vorkommen vom Ehrwalder Köpfl westlich der Zugspitze wurde schon oben erwähnt.

Die maximale, sichtbare Mächtigkeit (Marienbergjoch) beträgt 22o m.

Die Altersstellung ist durch den meist stratigraphischen Zusammenhang mit der anisischen "Riff-Knollenkalk-Serie" bereits im großen festgelegt. Der einzige Fossilfund, Dadocrinus gracilis (v. BUCH), in den dünnbankigen Kalken 2 - 5 m unter der Hangendgrenze am Vorderen Tajakopf, zeigt, daß der oberste Teil dem unteren Anis angehört. Da über diesen Dadocrinus-graci-

lis-führenden Schichten nochmals geringmächtige Rauhwacken auftreten (vgl. Taf. 1), ist hiermit auch bewiesen, daß die lithologisch den karnischen gleichenden Rauhwacken tatsächlich unteranisisches Alter besitzen. Inwieweit die Reichenhaller Schichten des Wetterstein- und Mieminger Gebirges noch der skythischen Stufe angehören, ist nicht nachweisbar. Das Vorkommen von Myophoria costata ZENKER in Reichenhaller Schichten des Karwendels (ROTHPLETZ 1888, S. 413) und der Lechtaler Alpen ("Oberskythische Rauhwacke", HUCKRIEDE 1959 b, S. 416) macht aber wahrscheinlich, daß die Skyth/Anis-Grenze innerhalb der Reichenhaller Schichten zu suchen wäre.

Die Reichenhaller Schichten können seitlich weitgehend von den Gesteinen der "Riff-Knollenkalk-Serie" vertreten werden. Nähere Angaben über die Verzahnung dieser beiden Schichtkomplexe finden sich auf S. 18.

1.2 Die anisische Riff-Knollenkalk-Serie

1.2o Zur Namengebung

Unter dem Namen "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" werden hier diejenigen Gesteine zusammengefaßt, welche allgemein als "Muschelkalk" bezeichnet werden. (Man vergleiche zum Folgenden auch Tab. 1.)

Die Einführung des Namens "Muschelkalk" in die alpine Spezialliteratur geht vor allem auf GÜMBEL (1861) zurück, der Partnachschichten und Wettersteinkalk bereits zum Keuper rechnete. ROTHPLETZ (1888, S. 415 ff.) gliederte als erster den "Muschelkalk" des Karwendelgebirges, den er als zeitliches Äquivalent des gesamten germanischen Muschelkalkes ansah, nach faziellen Gesichtspunkten in drei "Horizonte": "Gasteropoden-Horizont", "Brachiopodenkalke" und "Ammoniten-Horizont".

ROTHPLETZ hatte bereits die Schwierigkeit erkannt, "den Nodosus-Horizont des ausseralpinen oberen Muschelkalkes mit dem Ammoniten-Horizont oder irgend einem anderen Gliede der alpinen Facies in Beziehung zu bringen" (1888, S. 417).

Nachdem sich später herausgestellt hatte, daß erst der höchste Teil des Wettersteinkalkes mit dem Keuper der germanischen Trias parallelisierbar ist, versuchten manche Autoren, die dadurch entstandene Unstimmigkeit durch Zusätze wie "im engeren Sinne" (REIS 1911), "im engeren alpinen Sinn" (KLEBELSBERG 1935), oder durch die Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk" (HABER 1934) zu mildern.

PIA (1930, S. 95) möchte den Namen "Muschelkalk" für alpine Gesteine aufrecht erhalten, die denen des germanischen Muschelkalkes lithologisch ähneln ("Reiflinger Kalke, Prezzokalke, Buchensteiner Schichten"). Damit sind aber Mißverständnisse nicht ausgeschaltet, da erstens im germanischen Raum der lithologische Begriff "Muschelkalk" eben mit dem Zeitbegriff identisch ist und zweitens bei diesem Verfahren diejenigen alpinen Gesteine weiter unbenannt bleiben, die, wie z.B. Riffkalke und Hornsteinknauerkalke, in der germanischen Mitteltrias kein fazielles Äquivalent finden.

WÖHRMANN (1894) vermied den Widerspruch zwischen Namen und Alter der Serie, indem er die alpine Stufengliederung nicht annahm und die in Frage kommenden Gesteine logisch richtig als unteren und teilweise mittleren Muschelkalk bezeichnete (vgl. Tab. 1). HUCKRIEDE (1959 a,b) erkannte schon die Unzulänglichkeit der Bezeichnung "Muschelkalk" und setzte die "Anisische Stufe" oder ihre Unterstufen als Überschrift über die Beschreibung der ehemals als "Muschelkalk" bezeichneten Gesteine. Die Versuche HUCKRIEDEs und WÖHRMANNs haben beide den Nachteil, zeitliche Begriffe als Gliederungsprinzipien lithologisch-faziell definierter Gesteinskomplexe zu benützen, obwohl die Zeitgrenzen mit den lithologischen Grenzen im betrachteten Gebiet nicht zusammenfallen.

Die vorhandenen, lithologisch definierten Lokalnamen wie Reiflinger Kalk, Gutensteiner Kalk, Virgloriakalk usw. umfassen jeweils nur Teile der als "Muschelkalk" bezeichneten Gesteinsgruppe. Ihre Anwendung würde zu einer unüberschaubaren Zergliederung einer doch in vielen Eigenschaften zusammenhängenden Serie führen.

Ich bin überzeugt, daß der hier vorgeschlagene Sammelname "anisische Riff-Knollenkalk-Serie" noch keine Ideallösung darstellt, möchte ihn aber dennoch der als Zeit- und Gesteinsbegriff nur für die germanische Mitteltrias eindeutig zutreffenden Bezeichnung "Muschelkalk" vorziehen.

1.21 Beschreibung der Gesteinstypen

Die Liegendgrenze findet die so benannte Serie an den Rauhwacken und Breccien der Reichenhaller Schichten, die Hangendgrenze an den Partnachschichten bzw. am Wettersteinkalk (s. dort).

Innerhalb der Serie kommen im wesentlichen fünf Gesteinstypen vor, die sich horizontal und vertikal wechselseitig in gewissem Ausmaß ersetzen können (vgl. Taf. 5 und 6).

Nomenklatur und Gliederung der anisischen Stufe
in den nördlichen Kalkalpen nach verschiedenen Autoren

	Karwendel ROTHPLETZ 1888	Nordalpen (= Germ. Trias) WÖHRMANN 1894		Wettersteingebirge REIS 1911	Südliche Berchtesgadener Alpen PIA 1924		Bayer.-tirol. Kalkalpen RICHTER 1937	Lechtaler Alpen HUCKRIEDE 1959 a,b		Mieminger Berge MILLER 1962	
Unterladin	Wettersteinkalk / Partnachschichten	Ob. M.	Wettersteinkalk u. Hallstätt. K.	Wettersteinkalk / Partnachschichten	Ramsaudolomit		Wettersteinkalk / Partnachschichten	Wettersteinkalk / Partnachschichten		Wettersteinkalk / Partnachschichten	
Anis	Muschelkalk: hellgraue, an Kieselknollen reiche Kalke	Mittlerer M.	Partnachschichten Reiflinger Kalke z.T. Muschelkalk z.T.	Muschelkalk im engeren Sinne	Oberanis	Hornsteinknollenkalke	Muschelkalk	"Anisische Stufe"	Hornsteinknauerkalke und -dolomite des Illyr	Partnachschichten / Kalk	Hornsteinkalk
	Muschelkalk: Ammoniten-Horizont	Unterer Muschelkalk	Pietra verde Parthanensiskalke		Mittelanis	Steinalmkalk			Dolomite und Kalke des Pelson und Hydasp	Anisische Riff-Knollenkalk-Serie	... Riffkalk ...
	Muschelkalk: Brachiopodenkalke					Guttensteiner Kalk					... Bankkalk ...
	Muschelkalk: Gasteropoden-Horizont		Kalke und Dolomite		Unteranis	Saalfeldener Rauhwacke					Feingeschichteter Kalk
							Reichenhaller Schichten				Rhizocorallium-Gastropoden-Kalk / Reichenhaller Schichten
Oberes Skyth	Myophorienschichten	Ob. Buntsandstein	Werfener Schichten oder Röth	?	Werfener Schichten			Skythische Rauhwacke			

Typ A. Rhizocorallium-Gastropoden-Kalke. Sie entsprechen lithologisch dem "Gasteropoden-Horizont" ROTHPLETZs (1888, S. 415 f.). Charakteristisch für sie sind cm-plattige, manchmal etwas knollige, graue, tonige Kalke. Sie enthalten massenweise die unter dem Namen Rhizocorallium zusammengefaßten Problematica als wulstartige Unregelmäßigkeiten auf Schichtoberflächen, sowie entsprechend den ROTHPLETZschen Beobachtungen kleine Schnecken- und Lamellibranchiaten-Steinkerne. Häufig führen sie die zierlichen Stielglieder von Dadocrinus gracilis (v. BUCH). Ein nicht geringer Bitumengehalt, besonders der feinstgeschichteten Abarten, tut sich häufig beim Anschlagen durch den Geruch kund.

Dieser Faziestyp wird im allgemeinen als "unterer Muschelkalk" bezeichnet.

An Fossilien fanden sich:

Problematica:	Rhizocorallium sp.
Gastropoda:	Steinkerne von mind. 2 Gattungen
Lamellibranchiata:	"Avicula" sp.
	Pecten cf. inconspicuus BITTN.
	Modiola sp.
Echinodermata:	Dadocrinus gracilis (v. BUCH)
	Encrinus liliiformis SCHLOTH.
	Encrinus sp.
	Pentacrinus sp.

Typ B. Riffkalk. Von den meisten Autoren wird als "mittlerer Muschelkalk" ein grobgebankter bis massiger Kalk bezeichnet, der den "Brachiopoden-Kalken" ROTHPLETZs (1888, S. 416) entsprechen soll.

Die vorzüglichen, oft von den Reichenhaller Schichten bis zum Wettersteinkalk durchgehenden Aufschlüsse der Mieminger Berge zeigten, daß zumindest hier ein horizontierbarer massiger Kalk nicht existiert, wohl aber eine Unmenge von Riffstotzen verschiedenen Ausmaßes, die sämtliche geschichteten Faziesbereiche durchsetzen können. Ihre Größenverhältnisse schwanken von etwa 1o m maximaler Mächtigkeit bei 1oo m streichender Erstreckung bis zu 1oo m maximaler Mächtigkeit bei mehreren 1oo m Aushalten im Streichen. Besonders schön sind diese Riffklötze in der Westflanke des Vorderen Tajakopfes (Taf. 12, Fig. 2) und in der Nordwand der Östlichen Griesspitze zu beobachten.

Lithologisch sind die hellbraungrauen Kalke oft nicht vom Wettersteinkalk zu unterscheiden. Im hinteren Drachenkar fallen stockförmig ausgebildete

ankeritische Verdrängungskörper durch ihre bräunliche Anwitterung und die stellenweise Anreicherung von Brauneisen auf. Die Massenkalke werden an manchen Stellen von ca. 1 m mächtigen Partien dünnbankiger toniger Kalke durchzogen, die meist stark tektonisch verquetscht sind. Diese Einlagerungen bilden oft das einzige Kriterium, im Gelände die mittelanisischen Riffe vom Wettersteinkalk zu unterscheiden.

An Fossilresten sind zu erwähnen:

Cnidaria:	Stockkorallenreste
Echinodermata:	Crinoidenstielglieder

Typ C. Hornsteinfreie Bankkalke finden sich häufig unter, zwischen und über den Riffen. Die Bänke weisen Mächtigkeiten von etwa 1 - 1o dm auf und entsprechen in Fazies und Fossilführung etwa den "Brachiopodenkalken" ROTHPLETZs (1888, S. 416). Die hell- bis mittelgrauen, in dünnen Splittern braun durchscheinenden Kalke zeigen vereinzelt rotbraune Flecken. Besonders die dunkleren Varietäten sind häufig leicht bituminös.

Aus einer 1 dm dicken Bank am Nordgrat der Griesspitzen konnten zahlreiche Fossilien folgender Arten geborgen werden:

Brachiopoda:	"Rhynchonella" decurtata (GIR.)
	Tetractinella trigonella (SCHLOTH.)
	Jugendexemplare
Echinodermata:	Encrinus sp.
	Pentacrinus cf. subcrenatus MÜNST.
	sp.
	Cidaris sp.: 1 Warzenplatte

Typ D. Hornsteinkalke. Sie stellen das Äquivalent des "Ammoniten-Horizontes" bei ROTHPLETZ (1888, S. 416) und der darauf folgenden, von ihm nicht näher eingestuften "kieselknollenreichen Kalke" dar. Es muß aber betont werden, daß der Name "Horizont" ungerechtfertigt ist, da die Hornsteinkalke nicht streng horizontgebunden sind, wenn auch die hangendsten Teile der Serie besonders häufig aus ihnen bestehen.

Die Hornsteinkalke können als dunkelgraue, teils braunstichige, dichte, oft knollige Kalke beschrieben werden. Sie sind reich an bräunlichschwarzen Hornsteinen, die hellbraun auswittern und knollig bis schlierig schichtparallel innerhalb der etwa 5 - 15 cm mächtigen Bänke liegen. Stellenweise werden auch die unregelmäßig ausgebildeten Bankoberflächen von Hornstein-

krusten überzogen. Selten kommen Bänke von sehr dichten, muschelig brechenden, grünstichigen Kalken vor, die mit ihren rostbraunen Röhrenausfüllungen sehr an neokome Kalke erinnern. Vereinzelt sind Wühlspuren zu beobachten. Tuffitische (?) grünlich-gelbe Schichtüberzüge sind häufig. Die Gesteine ähneln somit sehr den "Reiflinger Kalken" der Steiermark. Von manchen Autoren wurde dieser Gesteinstyp auch als "oberer Muschelkalk" bezeichnet.

U.d.M. erkennt man im makroskopisch hornsteinfreien, rauh anwitternden Kalk aus der Obergrenze der Serie karbonatischen Ovoidpelit mit feinkörnigem karbonatischem Bindemittel. Kleine Hornsteinkonkretionen (Ø um o,1 mm) durchsetzen das Sediment unregelmäßig.

Der Dünnschliff ist reich an oft weitgehend karbonatisierten Plagioklasen und in Leukoxen umgewandeltem Ilmenit (?). Biotit ist ebenfalls nicht selten. Das Auftreten dieser drei Minerale steht höchstwahrscheinlich mit dem oberanisischen Vulkanismus in Zusammenhang (vgl. den Mineralbestand der Tuffe, die einige Meter tiefer dem Hornsteinkalk eingelagert sind; s.S. 14).

Schlecht erhaltene, teils kalzit-, teils quarzgefüllte Radiolarien und Gehäuse von Foraminiferen (selten) sind die einzigen Organismenreste.

In die Hornsteinkalke sind häufig grüne Tuffe eingeschaltet, deren Beschreibung ein eigenes Kapitel gewidmet ist (s.S. 12 ff.).

An mehreren Stellen - am auffälligsten in der Nordwand der Westlichen Griesspitze - sind Kalke wie Hornsteine graurot bis tiefrot gefärbt. Beachtenswert ist, daß die Rotfärbung ausschließlich im Liegenden von Tufflagen (vgl. Taf. 5) auftritt, und zwar hier nur unter "dichten", schwer als solchen erkennbaren Tuffen bzw. Tuffiten, nicht aber unter den gut ausgebildeten Kristalltuffen.

U.d.M. zeigt sich, daß der Hornstein dieser roten Hornsteinkalke ein wirr verzahntes Gemenge aus feinkörnigem Karbonat und Quarz, selten auch Chalzedon bildet. Die Grenze Hornstein/Grundmasse ist wellig, aber scharf. An organischen Resten sind enthalten: Feine Schalenquerschnitte, Radiolarien, ein Foraminiferenquerschnitt. Die Rotfärbung geht auf feinstes, auch bei stärkster Vergrößerung nicht auflösbares rötliches Pigment und auf kleine, eingesprengte gelblich- bis bräunlichrote Körner von zersetztem Hämatit (?) zurück.

Für derartige bunte, hornsteinreiche Knollenkalke der anisischen Stufe schlug PIA (1924, S. 49) nach einer Lokalität im Karwendel den Namen "Schusterbergkalk" vor.

Eine Besonderheit innerhalb des "Schusterbergkalkes" bilden rot/hellgrau gefleckte, kalkarme Mergel, deren Schlämmrückstand außer Kalkstückchen und Quarzkörnern nur zwei Radiolarien enthielt.

Als weitere Seltenheit sind vom Westfuß der Marienbergspitzen blättrig zerfallende Mergel zu nennen, die in einer Mächtigkeit von 4 m dm- bis m-bankigen grauen, dichten, hornsteinarmen Kalken eingelagert sind. Die grünbraunschwarzen, feinstgeschichteten und -geschieferten Mergel werden von cm- bis mehrere cm-mächtigen Kalkbänken durchsetzt.

Eine Schlämmprobe dieser Mergel enthielt (Bestimmung Dipl.Geol. J.-Th. GROISS):

Foraminifera:	Dentalina integra (KÜBLER & ZWINGLI) sp.
	Lenticulina sp.
Ostracoda:	Schalenreste

Dünne Mergellagen treten bisweilen in den hangendsten Teilen der Hornsteinkalke auf.

An Megafossilien wurde in den gesamten Hornsteinkalken nur ein Balatonites cf. gemmatus MOJS. gefunden.

Typ E. Feingeschichtete Kalke. Diese Fazies tritt vor allem am Wannig und am Ehrwalder Köpfl auf. Dort finden sich mächtige Partien eines mittelgrauen, von Kalzittrümchen durchschwärmten Kalkes, der auf den ersten Blick massig wirkt. Erst bei näherer Untersuchung zeigt sich, daß das Gestein mm-fein geschichtet ist. Die Schichtung ist oft so schlecht ausgeprägt, daß sie nur im angewitterten Zustand schattenhaft wahrzunehmen ist; sie unterscheidet die Kalke aber eindeutig vom Riffkalk.

An Fossilfunden sind zu erwähnen:

Gastropoda:	Unbestimmbarer Schneckensteinkern
Lamellibranchiata:	Lima sp.
Echinodermata:	Dadocrinus gracilis (v. BUCH)
	Pentacrinus sp.

1.22 Die Tufflagen in den anisischen Hornsteinkalken

1.22o Beobachtungen älterer Autoren

Schon ROTHPLETZ (1888, S. 416) beschrieb aus dem Karwendel in den hornsteinführenden Kalken, die über seinem "Ammoniten-Horizont" folgen, "das Auftreten grüner thoniger Schiefer und grünlicher dünnbankiger glimmer- (Biotit-) reicher Sandsteine mit grünen Hornsteinknollen", erkannte aber ihren vulkanischen Ursprung nicht. Spätere Autoren (z.B. AMPFERER 1932, HABER 1934, KLEBELSBERG 1935, SCHMIDEGG 1951 erwähnen kurz "Tuffe" oder "Pietra-verde-ähnliche Gesteine" aus Karwendel und Lechtaler Alpen, ohne

sich näher mit ihrer geologischen Stellung zu beschäftigen. Der erste, der anläßlich des Neufundes derartiger Gesteine im nordwestlichen Wettersteingebirge ausführliche petrographische und geochemische Untersuchungen darüber anstellte, war VIDAL (1953). KRUMM ergänzte 1957 die Reihe der Fundpunkte im Wettersteingebirge durch die Entdeckung von Tufflagen im "oberen Muschelkalk" der Gegend von Wamberg.

Aus den Mieminger Bergen führt AMPFERER (1905 b, S. 485) von der Tajakopf-Westflanke "grüne Mergellagen" an. TAUPITZ (1954, Abb. 42) fand im Profil des Max-Braun-Stollens (Schachtkopf-Bergbau) stark verkieselte Tuffe.

1.221 Verbreitung und Lagerung der Tuffe

Bei der Neukartierung ergab sich, daß wir in den Mieminger Bergen mit ihren reich aufgeschlossenen anisischen Hornsteinkalken ein besonders günstiges Gebiet zum Studium der nordalpinen Anisvulkanite vor uns haben.

Die Tuffe treten praktisch immer in Erscheinung, sobald die Hornsteinkalk-Serie (Typ D) im Gelände aufgeschlossen ist. Dabei scheinen Mächtigkeit und Art der Ausbildung einer gewissen (paläogeographischen ?) Gesetzmäßigkeit zu unterliegen.

Die optimale Entwicklung und die besten Aufschlüsse finden sich auf der Ost- und Westseite des Vorderen Tajakopfes (AMPFERERs "grüne Mergellagen"), auf der Nordseite der Biberwierer Scharte und am Westfuß des Hinteren Drachenkopfes. Auch in der Westflanke der Westlichen Marienbergspitze liegen mächtige Vorkommen.

In den Nordwänden und-graten des Mieminger Hauptkammes ist die Tufführung wesentlich schwächer ausgeprägt. Man findet meist nur eine, höchstens zwei Lagen eines dichten, weißlich-grünen "pietra-verde-ähnlichen" Gesteins, das makroskopisch nicht immer sicher als Tuff anzusprechen ist.

Die Verbreitung der Tuffe im Mieminger Gebirge mit Angabe ihrer örtlich verschiedenen Gesamtmächtigkeit geht aus Taf. 2 hervor. Dabei sind Faltung, Überschiebungen und größere Blattverschiebungen rückgeformt. Es ergibt sich eindeutig ein NE - SW-streichendes Gebiet maximaler Tuffentwicklung. Im SE finden sich dagegen fast nur geringmächtige, stark zersetzte Tuffe (ursprünglich Aschentuffe?); zwischen beiden Zonen ist ein Übergang zu erkennen. Im NW des Streifens größter Mächtigkeit scheint sich ebenfalls ein Abfall der Tuffmächtigkeiten anzudeuten.

Die Tuffe halten sich fast ausschließlich an die obersten 5 - 10 m der anisischen Hornsteinkalke (Typ D).

In der Nordwand der Westlichen Griesspitzen finden sich ca. 60 m unter dem üblichen Tuffhorizont in Begleitung mächtiger roter Hornsteinkalke dünne Lagen grüner Mergel, deren Tuffnatur nicht sicher feststeht.

Die Art der Vergesellschaftung der Tuffe mit dem Nebengestein geht aus zwei Beispielen (Taf. 3) hervor. Allgemein fällt die Verbindung der Vulkanite mit kieselsäurereichen Mergeln auf. Die Anzahl der Tufflagen wechselt von ein bis maximal zehn, die Mächtigkeit der kalkigen Zwischenschaltungen von einigen Dezimetern bis zu einigen Metern.

Die einzelnen Tuffbänke sind stark absätzig, setzen aber - in um dm-Beträge veränderten Horizonten - meist bald wieder ein. Dabei ist bemerkenswert, daß die den Tuffhorizont in einigem Abstand begleitenden Mergellagen mehr oder weniger ungestört durchziehen.

Auffällig ist auch der Zusammenhang der Intensität der Hornsteinführung des Nebengesteins mit der Tuffentwicklung. Im Bereich maximaler Tuffmächtigkeit ist auch der SiO_2-Gehalt des Nebengesteins besonders hoch, während in Gebieten fehlender Tuffe kaum Hornsteinkalke zu finden sind. Auf die genetischen Beziehungen zwischen Tuff-Entstehung und SiO_2-Zufuhr wird auf S. 54 näher eingegangen.

1.222 Petrographische Beschreibung

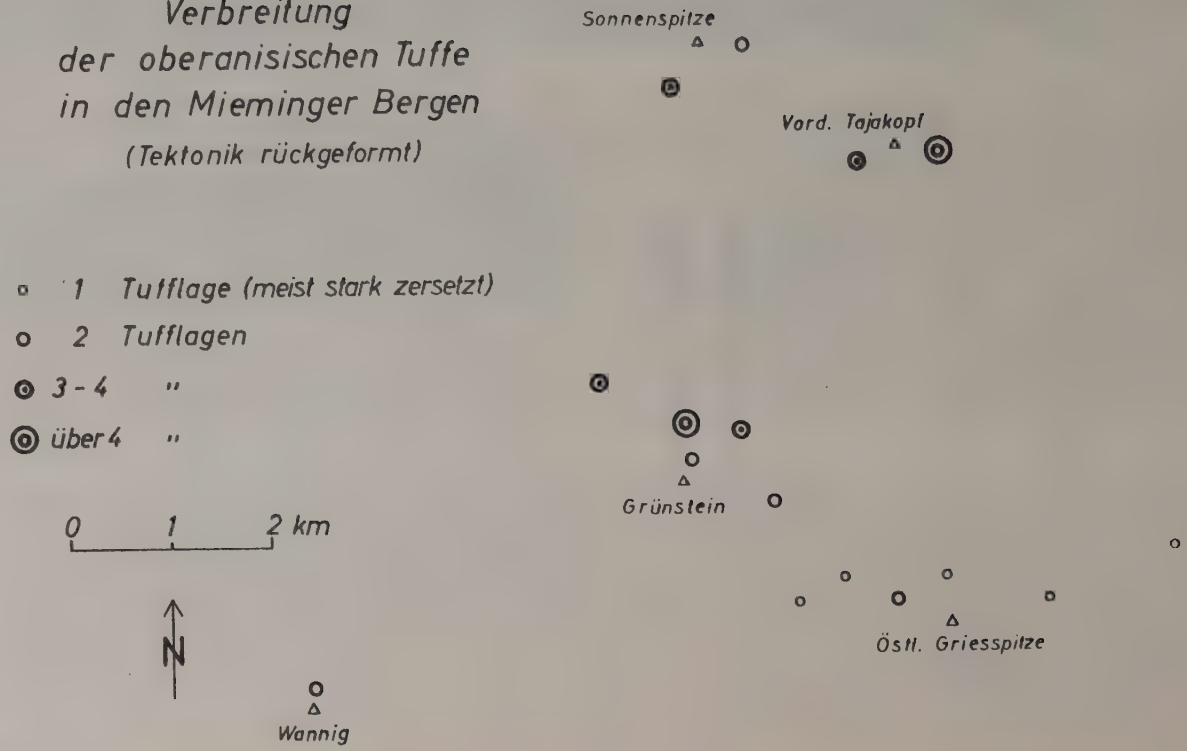
Der petrographischen Ausbildung nach handelt es sich zum Teil um Kristalltuffe mit allen durch ein Zunehmen des Karbonatgehaltes gekennzeichneten Übergängen zu Tuffiten. Reine Aschentuffe, wie sie VIDAL (1953, S. 63 ff.) vom Wettersteingebirge beschreibt, konnten in den Mieminger Bergen nicht festgestellt werden. Vermutlich waren die weit verbreiteten, "Pietra-verde-ähnlichen","dichten" Tuffe, die mikroskopisch fast ausschließlich aus Sekundärmineralen bestehen, ursprünglich Aschentuffe.

Die Kristalltuffe, mittelkörnige, gut geschichtete, grünlich-weiße Gesteine, sind im Bruch rauh von Plagioklasen und Biotiten, die bis zu 1 mm Größe erreichen können. Oft ist schon mit bloßem Auge eine Abnahme der Korngröße vom Liegenden ins Hangende wahrnehmbar ("graded bedding").

U.d.M. (Taf. 4, Fig. 1) erweisen sich die Feldspäte der Kristalltuffe als basische Plagioklase. Sie sind häufig nach dem Albitgesetz verzwillingt und zeigen manchmal Zonenbau. In wechselndem Ausmaß werden sie von innen und vom Rande aus in Hellglimmer und Karbonat umgewandelt. Der reichlich vorhandene, schichtparallel eingeregelte Biotit ist stark pleochroitisch (hellgelbbraun bis dunkelkastanienbraun) und oft geknickt und an den Enden aus-

Verbreitung der oberanisischen Tuffe in den Mieminger Bergen

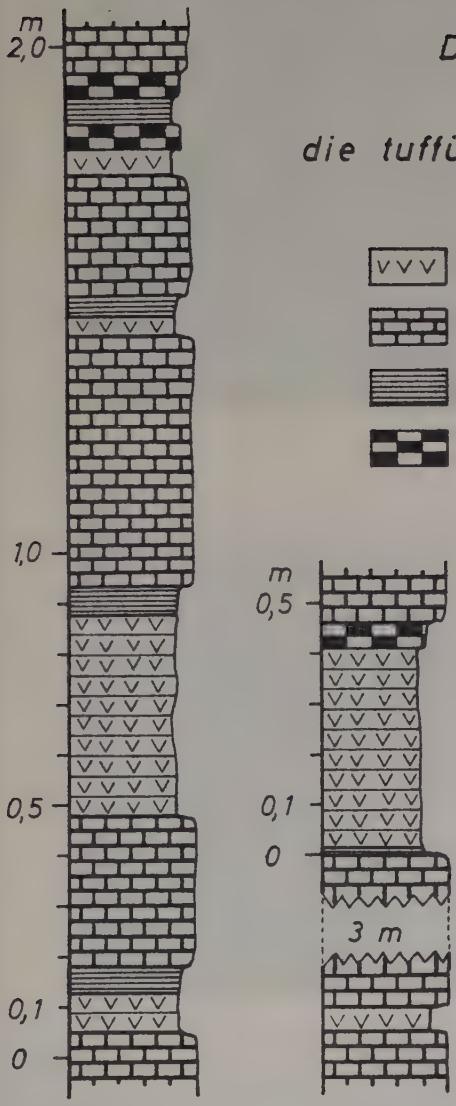
(Tektonik rückgeformt)



H. Miller 62

Tafel 2

Detailprofile durch die tuffführenden Hornsteinkalke des Anis



Tuff

Hornsteinkalk

Radiolarienmergel

Kieselkalk

H. Miller 62

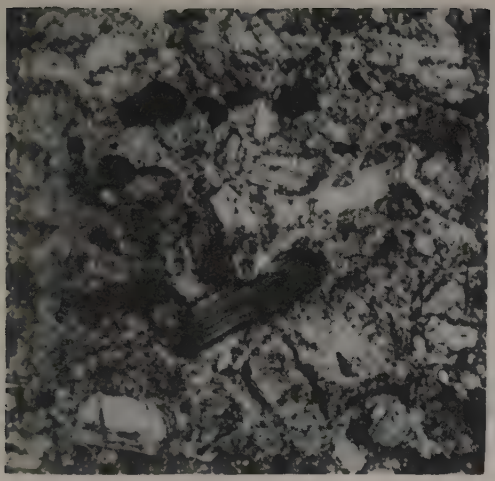


Fig. 1: Kristalltuff: In einer im wesentlichen aus feinsten Hellglimmern und Chloriten bestehenden Grundmasse treten einzelne mehr oder weniger zersetzte Plagioklasse und ein mehrmals geknickter Biotit hervor. Die dunklen Körner über dem Diotit sind "Leukoxen" (früher Ilmenit?).

Tufflage im oberanisischen Hornsteinkalk. Ostflanke des Vorderen Tajakopfes, Mieminger Berge. Nicols gekreuzt. 50-fach vergr.

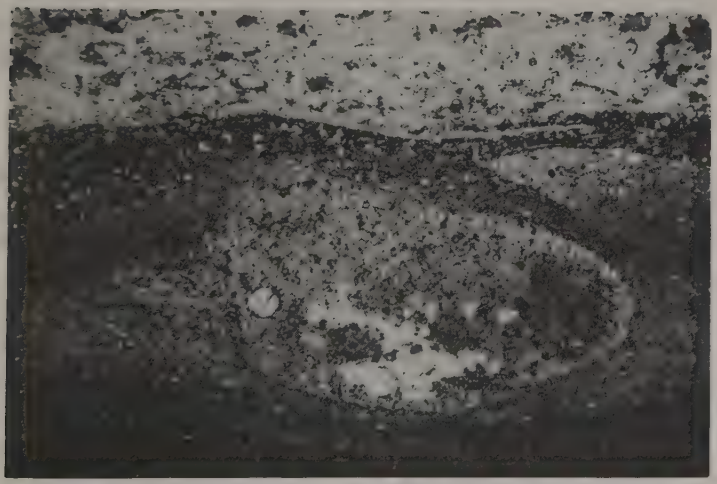


Fig. 2: Grenze Radiolarienmergel/Tuff: "Lapilli", heute aus kaum auflösbaren Glimmerschüppchen (?) und undulös auslöschendem Quarz (im Bild hell) bestehend, liegen in einer Grundmasse aus kräftig braun pigmentiertem (Brauneisen?), Radiolarien führendem Mergel. Die runden, pigmentfreien Punkte sind ehemalige Radiolarienskelette. Im Hangenden des Radiolarienmergels folgt glasreicher Tuff (hell).

Ostflanke des Vorderen Tajakopfes, Mieminger Berge. 17-fach vergr.

gefranst. Größtenteils zu "Leukoxen" umgewandelter Ilmenit ist sehr verbreitet. Seltener sind eckige Quarzkörner und Apatit. Glas ist nur mehr in Relikten wahrnehmbar, sonst meist in Hellglimmer umgesetzt. Einen großen Teil der Schliffläche nehmen im allgemeinen feinkörniges Karbonat sowie feine Hellglimmer- und Chloritaggregate ein.

Die im Handstück dicht erscheinenden Tuffe lassen u.d.M. Feldspäte und Biotit meist nur in Relikten wahrnehmen. Der Rest besteht aus Glimmeraggregaten, Chloriten und in wechselndem, z.T. hohem Ausmaß aus Karbonat. Meist ist diese Grundmasse von "Leukoxen" durchstäubt.

Die röntgenographische und differential-thermoanalytische Untersuchung[1] eines weißen, schwach grünstichigen, braungefleckten, weichen Gesteins in der stratigraphischen Lage der Tuffe ergab (briefliche Mitteilung):

"Relativ viel Hydroglimmer mit quellfähigen Anteilen (Montmorillonit in Wechsellagerung?), etwas Chlorit, ?Montmorillonit, ?Hydrobiotit. Nur mäßige quellbare Anteile. Wenig Quarz, in manchen Teilen der Probe gar kein Kalzit, in anderen sehr viel (etwa 75 %), ?Verunreinigungen durch Kalkbruchstücke?"

Die Vermutung auf Anwesenheit von Montmorillonit ist von großer Bedeutung, da dieses Tonmineral bevorzugt bei der Verwitterung basischer Eruptivgesteine zu entstehen pflegt (BETECHTIN 1957, S. 558). Eine Beachtung und nähere Untersuchung derartiger "weißer Tone" bei Kartierungsarbeiten in den nördlichen Kalkalpen könnte sich unter Umständen lohnen.

1.223 Zur Frage der Herkunft der Tuffe

Die Frage der Herkunft der nordalpinen Tuffe war bisher umstritten. Während ein Teil der Autoren (HUMMEL 1932, S. 435, CORNELIUS 1941, S. 90; VIDAL 1953, S. 67 ff.) eine Einwehung aus den tuffreichen Gebieten der Südalpen annimmt, sprechen sich andere (KRUMM 1957, HUCKRIEDE 1959 a, S. 50 f.) für eine autochthone Entstehung auf Grund nordalpiner vulkanischer Tätigkeit aus.

Der Verfasser wies bereits auf das oberanisische Alter des unteren Wettersteinkalkes hin (MILLER 1960), das eine Parallelisierung der Tuffe des Wettersteingebirges mit den Pietra-verde-Gesteinen der Buchensteiner Schichten, wie sie VIDAL (1953) vornimmt, nicht erlaubt (vgl. hierzu auch die Ausführungen auf S. 28). HUCKRIEDE (1959 a) führt als Beweis für die

---

1) Für die Ausführung der Analyse bin ich Herrn Dr. H. KRUMM, Kiel zu großem Dank verpflichtet.

präladinische Entstehung der Tuffe insbesondere das illyrische Alter der Tuff-führenden "Schusterbergkalke" (Paraceratites trinodosus (MOJS.), Proarcestes extralabitus (MOJS.)) an.

KRUMMs Vermutung auf Herkunft der Wamberger Tuffe (nördliches Wettersteingebirge) aus dem Gebiet von Lech am Arlberg ist durch das verschiedene Alter der vulkanitführenden Arlbergschichten von Lech einerseits und der oberanisischen Hornsteinkalke andererseits widerlegt.

Es bleibt allerdings noch offen und wird auch von HUCKRIEDE nicht diskutiert, ob die nordalpinen Tuffe nicht etwa mit den, wenn auch spärlichen, südalpinen anisischen Tuffen in genetischem Zusammenhang stehen könnten.

Gegen diese Annahme sprechen aber mehrere Beobachtungen an den Tuffen der Mieminger Berge.

Zunächst ist die auffällige konzentrische Anordnung der Orte gleich starker Tuffentwicklung zu nennen (vgl. Taf. 2). Sie läßt sich sehr einfach erklären, wenn man im Raum der maximalen Tufführung ein oder mehrere an einer Spalte aufgereihte Eruptionszentren annimmt. Ein eindeutiger Beweis hierfür wäre natürlich der Fund eines Eruptionsschlotes. Solche Schlote sind aber auch in Gebieten mit lang anhaltendem und sehr intensivem Vulkanismus selten aufgeschlossen, so daß ein Auffinden von Zufuhrspalten für die geringmächtigen Tuffe der nördlichen Kalkalpen ausgesprochen unwahrscheinlich ist.

Andererseits ist eine so auffällige Variation der Tuffmächtigkeiten bei Einwehung über eine Entfernung von mit Sicherheit weit über 1oo km nicht vorstellbar. Im nordwestlichen Wettersteingebirge (VIDAL 1953) geht diese Mächtigkeitsabnahme sogar von 25o cm ("tektonisch verstärkt", VIDAL 1953) bis zu völligem Verschwinden (MILLER 196o) innerhalb weniger km Entfernung. Gegen Einschwemmung spricht die weite horizontale Verbreitung der Tuffe (Lechtaler Alpen bis Oberösterreich), da Meeresströmungen mit der nötigen Transportkraft eng begrenzt und in der relativ kurzen Zeit der Tuff-Förderung wohl richtungskonstant sind.

Einen weiteren Hinweis auf autochthone Förderung gibt die im Kleinen absätzige Ausbildung der Tuffbänke des Vorderen Tajakopfes, die in merkwürdigem Gegensatz zur gleichmäßigen Sedimentation der darüber folgenden Mergelbänke steht. Dieser Unterschied kann m.E. am besten durch die Annahme

ungleichmäßiger submariner Erosion zur Zeit der Tuffbildung erklärt werden; diese aber läßt wieder auf lokale vulkano-tektonische Ereignisse schließen.

Drittens ist die oft sehr gut entwickelte Korngrößenabnahme der Tuffe zum Hangenden hin("graded bedding") sowie der am Wannig beobachtete Übergang von Kristalltuffen zu makroskopisch kornfreien Tuffen schwer mit einem weiten Transport zu vereinbaren. Hierbei könnte höchstens eine weiträumige horizontale Korngrößenklassierung entstehen, aber kaum eine engräumig vertikale, die noch dazu stets eine Abnahme der Korndurchmesser nach oben zeigt.

Bis zu 4 mm große Einschlüsse im Radiolarienschlick unmittelbar unter einer Tuffbank im Zentrum der Mächtigkeitsentwicklung der Tuffe lassen sich nur als Lapilli deuten (vgl. Taf. 4, Fig. 2). Da ein Transport von vulkanischem Material solcher Größe über weite Entfernungen kaum möglich sein dürfte, spricht auch dieser Fund für die Existenz eines nahe gelegenen Förderzentrums.

Selbst bei kritischer Betrachtung des einen oder anderen dieser für eine lokale Eruptionstätigkeit sprechenden Hinweise macht ihr Zusammentreffen doch die hier vertretene Ansicht einer autochthonen Förderung der Tuffe des Wetterstein- und Mieminger Gebirges sehr wahrscheinlich.

Die Tuffe stellen damit einen der wenigen Zeugen eines nordalpinen triassischen "initialen Magmatismus" dar, der in seiner Intensität mit dem der Südalpen allerdings kaum vergleichbar ist.

1.23 Fazies- und Mächtigkeitsverteilung der anisischen Gesteinstypen und ihre Altersstellung

Die Serie ist in den Sattelkernen der Mieminger Berge weit verbreitet und bildet den Sockel der West- und Nordwestwände des Wettersteingebirges.

Wir haben bereits gesehen (vgl. S. 8 ff.), daß die verschiedenen Gesteinstypen der anisischen Riff-Knollenkalk-Serie in den Mieminger Bergen nicht horizontgebunden auftreten, sondern sich gegenseitig weitgehend ersetzen können. Einigermaßen niveaukonstant sind nur die Rhizocorallium-Gastropoden-Kalke (Typ A), die sich zum größten Teil an die tieferen Teile der Serie halten, und die Hornsteinkalke (Typ D), die nur in den hangendsten Partien vorkommen. Nur wo die Tuffe auch in tieferen Horizonten auftreten

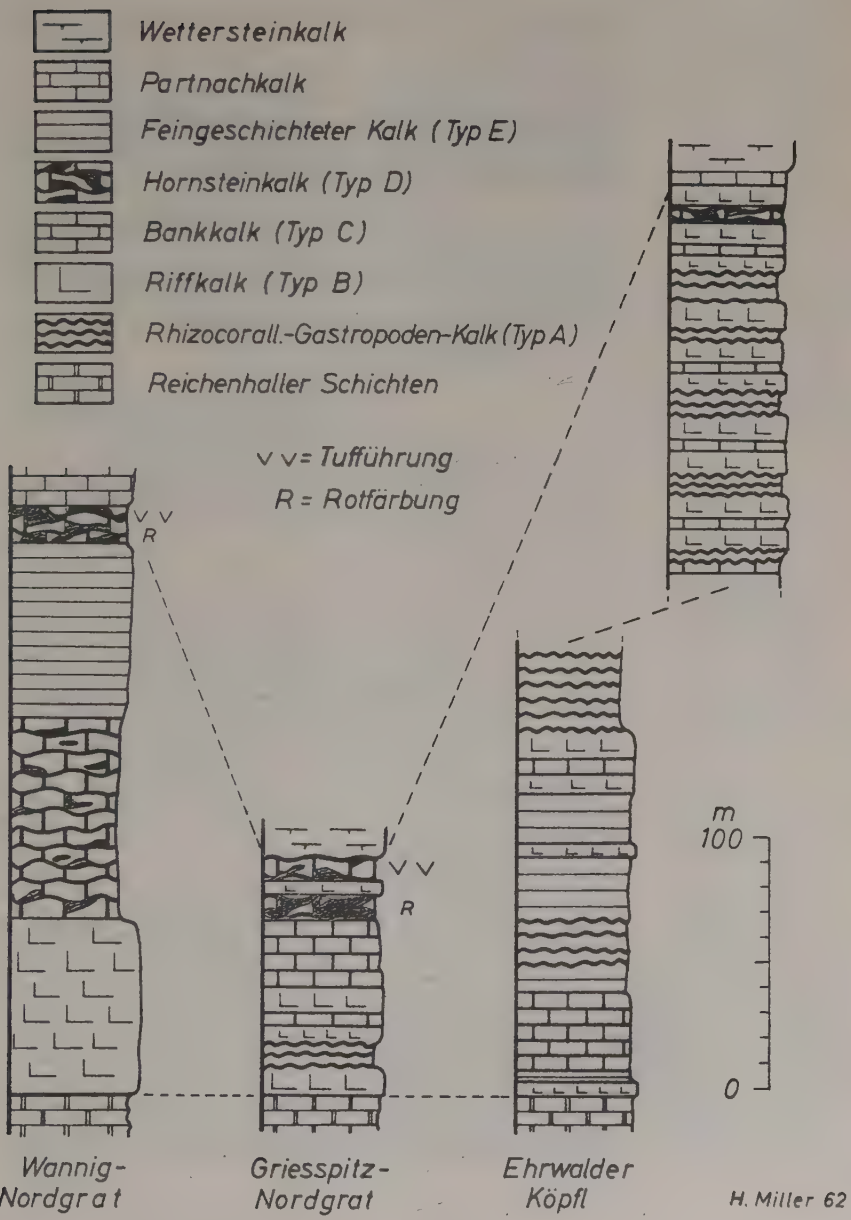
als gewöhnlich (Griesspitz-Nordwand), finden wir auch Hornsteinkalke in entsprechend tieferem Niveau. Riffkalke (Typ B) und Bankkalke (Typ C) sind dagegen in allen stratigraphischen Niveaus anzutreffen. Die feingeschichteten Kalke (Typ E) konnten nur an wenigen Stellen beobachtet werden, die ebenfalls wahrscheinlich nicht im gleichen Horizont liegen. Drei Profilsäulen (Taf. 5) und eine schematische Übersicht (Taf. 6) geben Einblick in den bunten Gesteinswechsel innerhalb der Serie.

Die Gesamtmächtigkeit der Riff-Knollenkalk-Serie schwankt von ca. 80 m (Griesspitz-Nordgrat) bis über 400 m (Ehrwalder Köpfl). Der hohe Mächtigkeitsunterschied zwischen den verschiedenen Gebieten ist auf zwei Faktoren zurückzuführen: In den Mieminger Bergen hängen die Mächtigkeitsschwankungen im wesentlichen von der wechselnden Entwicklung der Rifffazies ab. Der ausgeprägte Unterschied zwischen Mieminger Bergen und Wettersteingebirge ist dagegen dadurch zu erklären, daß die Reichenhaller Schichten und die Gesteine der Riff-Knollenkalk-Serie sich allem Anschein nach seitlich vertreten können.

Während im Bereich optimal entwickelter Reichenhaller Schichten (zentrale Mieminger Berge) die Riff-Knollenkalk-Serie auf durchschnittlich 200 m, vielleicht sogar 80 m (Griesspitz-Nordgrat) zusammenschrumpft, erreicht sie in der Zugspitz-NW-Flanke weit über 400 m. Das Auftreten einer Bank brecciöser Rauhwacke (1 m) innerhalb der liegenden Teile der Riff-Knollenkalk-Serie scheint hier, im Norden, eine letzte Andeutung von Reichenhaller Fazies darzustellen. Die vorwiegend kalkigen Reichenhaller Schichten im Bereich der Mittelstation der Tiroler Zugspitzbahn und die einförmig dolomitischen Reichenhaller Schichten von Marienbergjoch und Wannig stellen eine Übergangsfazies zwischen beiden großen Gesteinsgruppen dar.

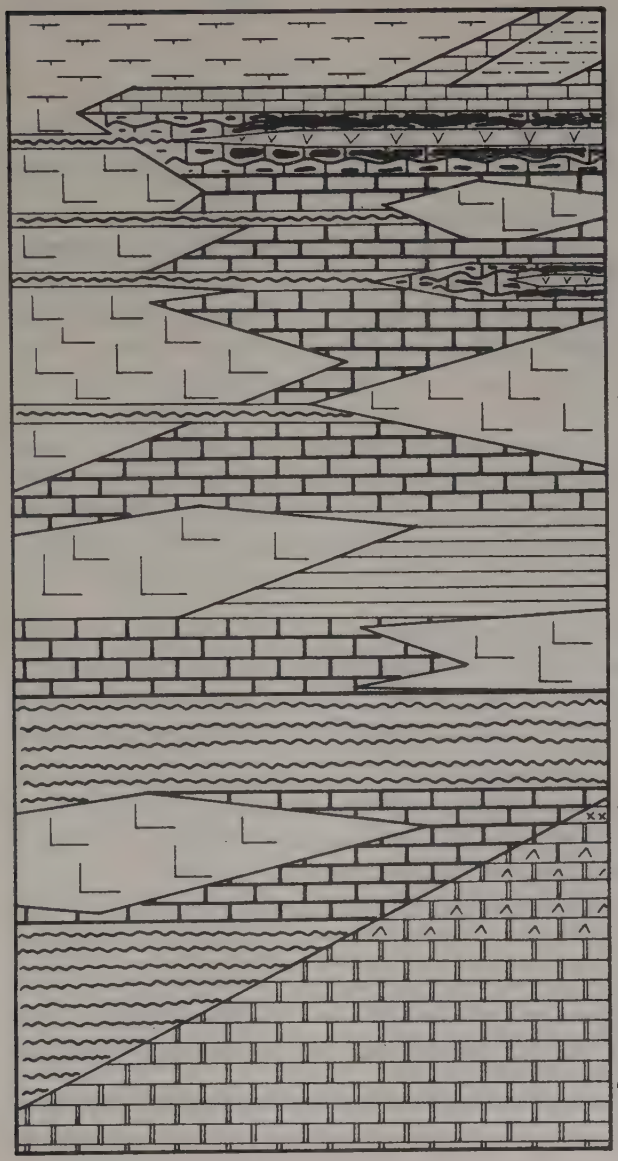
Aus der Fossilführung kann geschlossen werden, daß die anisische Riff-Knollenkalk-Serie im Unteranis (Hydasp) beginnt und sicher auch Mittelanis enthält. Im Wettersteingebirge liegt die Untergrenze der Serie vermutlich etwas tiefer als in den Mieminger Bergen, da dort ein Teil der Reichenhaller Schichten durch Gesteine der Riff-Knollenkalk-Serie ersetzt sein dürfte. Die Parallelisierung mit benachbarten Gebieten macht sehr wahrscheinlich, daß die Hornsteinkalke weit ins Oberanis hineinreichen. Balatonites gemmatus MOJS. wurde von MOJSISOVICS (1882) aus der Zone des Ceratites trinodosus beschrieben. Sein Leitwert ist aber gering, da er MOJSISOVICS nur in einem Exemplar bekannt war.

Schichtprofile durch die anisische Riff-Knollenkalk-Serie



Die Schichtfolge der anisischen Stufe in den Mieminger Bergen

(schematisch, nicht maßstäblich!)



Wettersteinkalk

Partnachkalk

Partnachmergel

"Typ" E
Feingeschichteter Kalk

Tuff

D
Hornsteinkalk

C
Bankkalk

B
Riffkalk

A
Rhizocorallium-Gastropoden-Kalk

Rauhwacke

Breccie

Kalk/Dolomit der Reichenhaller Schichten

H. Miller 62

Die Oberkante der Serie fällt nicht mit der Anis/Ladin-Grenze zusammen, da die Faunen des unteren Wettersteinkalkes der Umgebung für oberanisisches Alter der tiefsten Teile dieses Schichtgliedes sprechen (vgl. hierzu S. 28).

1.3 Die paläogeographische Situation während des Anis

Die Reichenhaller Dolomite sind die ersten vollmarinen chemischen Sedimente der nordalpinen Geosynklinale.

Die in den höheren Teilen der Reichenhaller Schichten sich einstellenden Rauhwacken stellen Anklänge an Salinarfazies her und sind Anzeichen eines nochmaligen Rückzuges des Meeres. Die oftmals am Übergang zur Riff-Knollenkalk-Serie zu beobachtende mehrfache Wechsellagerung von Kalken und Rauhwacken deutet auf rhythmische Schwankungen der Meerestiefe hin. Den Abschluß dieser Schwankungsperiode bilden die Sandsteine und Breccien des Taja- und Igelskopfes. Diese neu entdeckten Einschaltungen grobklastischer Gesteine markieren die endgültige Transgression des nordalpinen Geosynklinalmeeres. Die Breccien sind zeitlich und lithologisch mit dem "Muschelkalk-Konglomerat" der Südtiroler Dolomiten (KLEBELSBERG 1935, S. 332 f.) ungefähr vergleichbar; genau genommen dürften sie etwas jünger sein, da nur in den Nordalpen unter den Breccien schon Dadocrinus gracilis vorkommt.

Die Anzeichen für eine unteranisische Regression und Transgression sind im wesentlichen auf die zentralen Mieminger Berge beschränkt. Im Sedimentationsraum des Wettersteingebirges scheint die hochmarine Fazies im Unteranis kaum unterbrochen worden zu sein.

Das Flachmeer, in dem die Gesteine der Riff-Knollenkalk-Serie entstanden, war reich in Riffe und Becken gegliedert. Die Riffe weiteten sich im Laufe des mittleren Anis aus; ihr Wachstum wurde jedoch in weiten Gebieten durch das Einsetzen des Tuffvulkanismus abrupt unterbrochen, der andererseits Kieselorganismen, wie den Radiolarien, günstige Lebensbedingungen schuf.

Der allem Anschein nach im Raum der nördlichen Kalkalpen auf gewisse Zentren beschränkte oberanisische Vulkanismus gliederte sich in mehrere kurzdauernde Eruptionsphasen. Er endete noch vor Beginn der ladinischen Stufe.

Nach einer Übergangszeit, in der vielerorts abwechselnd dickbankige und dünnbankige Kalke ("Partnachkalk") entstanden, setzte mehr oder weniger

gleichzeitig im Wetterstein- und Mieminger Gebirge noch im Anis (vgl. S. 28) die Bildung mächtiger Riffe wieder ein. Nur randlich (Nordrand des Wettersteingebirges, Westrand der Mieminger Berge) blieben tiefere Becken bestehen, in denen die feinklastischen Partnachmergel sich ablagerten. In den Mieminger Bergen wuchsen die Riffe später auch über sie hinweg.

1.4 Partnachschichten

Der Name wurde schon von GÜMBEL (1858) für die Tonmergel nördlich und südlich der Partnachklamm gebraucht. Er wurde bis 1899 auf die zwischen "Alpinem Muschelkalk" und Wettersteinkalk gelegenen oder - wie an der Originallokalität - den letzteren völlig vertretenden Tonmergel-und die ihnen zwischengelagerten Kalkbänke beschränkt. AMPFERER & HAMMER erweiterten 1899 den Begriff, indem sie den dunklen unteren Wettersteinkalk des Karwendels als "Partnachkalk" bezeichneten. Sie verstanden unter "Partnachkalk" ein zeitliches Äquivalent der Partnachmergel in Riffazies.

1.41 Partnachmergel

Die im N des Wettersteingebirges 4oo m mächtig entwickelten Partnachmergel keilen nach S zu rasch aus und werden schon auf der Breite des Waxensteins vollständig vom Wettersteinkalk ersetzt (LEUCHS 1924, VIDAL 1953, MILLER 196o). Im südlichen Wettersteingebirge sind sie nirgends vorhanden.

In den Mieminger Bergen finden sie sich am Schachtkopffuß, in seinem Innern (Bergbauaufschlüsse) sowie vorzüglich aufgeschlossen in der Westflanke des Wampeten Schrofens und der Marienbergspitzen. Der fazielle Übergang der tonreichen Mergel in Partnachkalke und das Ausspitzen der Partnachkalke (s.u.) im Wettersteinkalk gehen aus Profil 9 (Beil. 2) und Taf. 11 hervor. Die Mergel sind auf diese wenigen Lokalitäten am Westrand der Mieminger Berge beschränkt, bilden also nur eine Linse oder einen schmalen Streifen.

Ihre fazielle Entwicklung erhellt aus dem Profil vom Fuß des Wampeten Schrofens, in das die anschließend zu besprechenden Partnachkalke bereits mit aufgenommen sind.

(hangend) Unterer Wettersteinkalk

50 m Partnachkalk: 2 - 3 m mächtige massige Kalke, wechselnd mit 2 - 5 dm mächtigen, cm- bis 5-cm-gebankten, bräunlichgrauen, dichten, muschelig brechenden Kalken.

12 m Partnachmergel: dünngriffelig brechende, dunkelgraue, kalkarme Tonmergel. Die durch den Schnitt der Schichtung mit einer kräftigen Schieferung entstandenen "Griffel" sind wegen starker (ac-)Klüftung meist nur wenige cm lang. Eingeschaltet sind in unregelmäßigen Abständen (dm bis m) graue, gelbbraun anwitternde, wesentlich kalkreichere Lagen von cm- bis dm-Mächtigkeit. Sie zeigen stellenweise Boudinage.

1,5 m Partnachkalk: Braungrauer massiger Kalk
15 m Partnachmergel: Tonmergel wie oben
1 m Partnachkalk
5 m Partnachmergel
5 m Partnachkalk
5 m Partnachmergel
50 m Partnachkalk wie oben

(liegend) Hornsteinkalk der Riff-Knollenkalk-Serie

1.42 Partnachkalk

AMPFERER & HAMMER (1899) schieden im südlichen Karwendel die unteren, dunklen, fleckigen, großoolithreichen Partien des Wettersteinkalkes als "Partnachkalk" aus. Zur Begründung führten sie an, daß die Fauna dieser Kalke der der Partnachmergel weitgehend entspräche und die Kalke daher die Mergelfazies hier verträten.

Der so erweiterte Begriff der Partnachkalke - vorher war diese Bezeichnung nur für die den Mergeln zwischenlagernden Kalkbänke gebräuchlich (vgl. die ausführliche Arbeit SKUPHOS' (1892), der erstmals die stratigraphische Stellung der Partnachschichten klärte) - hat sich nicht recht durchgesetzt. AMPFERER selbst gebraucht ihn anderenorts, beispielsweise in den Mieminger Bergen, wo stratigraphisch wie lithologisch die "Partnachkalke" des südlichen Karwendels häufig zu finden sind, nicht (AMPFERER 1905 b, S. 499; 1944, S. 38). KLEBELSBERG (1935) glaubt, daß die "Partnachkalke" weit verbreitet und nur noch nicht überall erkannt sind. SCHMIDEGG (1951) führt sie vom Halltal an. SCHNEIDER (1953 a) übernimmt die Definition AMPFERERs & HAMMERs (1899) für die "dunklen Kalkserien" zwischen "Muschelkalk" und Wettersteinkalk des Arnspitzstockes, da die Tonmergelfazies hier ebenso wie im südlichen Karwendel primär fehlt.

Das geringe Echo, das die Anregung AMPFERERs & HAMMERs fand, ist sicherlich darauf zurückzuführen, daß, zumindest seit die vollständige Vertretbarkeit des Wettersteinkalkes durch Partnachschichten i.e.S. gesichert war (MYLIUS 1916), allgemein unter "Partnachschichten" die Beckenfazies, unter "Wettersteinkalk" die Riff- und Seichtwasserfazies des Ladins verstanden

wurde. Nun sind die Partnachkalke obiger Definition mit großer Sicherheit weitgehend Riffbildungen. Alle Autoren, die derartige Partnachkalke beschreiben, heben den Reichtum an Großoolithstrukturen hervor, der für sie geradezu typisch sei. Großoolithe sind aber, wie LEUCHS (1928, S. 387) und VIDAL (1953, S. 71) darlegen, lithologischer Beweis für Riffazies. Da nun die Partnachschichten i.e.S. wegen ihrer teilweise vollständigen Vertretung des Wettersteinkalkes (Stanzer Tal und Arlberg (KLEBELSBERG 1935), Nördliches Wettersteingebirge (MYLIUS 1916, LEUCHS 1924)) weniger als stratigraphischer Horizont denn als Faziesbezeichnung verstanden werden sollten, halte ich die Einführung des Namens Partnach-..... für die Riffgesteine des unteren Wettersteinkalkes nicht für glücklich.

Es gibt aber in den mergelfreien Serien des Wetterstein- und Mieminger Gebirges zwischen den Hornsteinkalken der anisischen Riff-Knollenkalk-Serie und dem Wettersteinkalk-Riff Sedimente, die als mögliches Zwischenglied zwischen Schichtfazies und Riffazies gelten können. Ich habe diese Kalke 1960 als "Partnachkalke" bezeichnet und als "bräunlichgraue, teilweise fleckige Kalke mit überaus charakteristischem Schichtungsrhythmus (dickbankig/dünnbankig)" beschrieben. Der Schichtungsrhythmus äußert sich im Wechsel von mehrere Meter mächtigen, dickbankigen bis massigen Partien mit 2 - 3 dm messenden Paketen dünnerer, nur einige cm starker Schichten. Vereinzelt ist schwache Hornsteinführung zu beobachten. Die Kalke enthalten keine Großoolithe, auch sonst keine Hinweise auf Riffazies; u.d.M. erweisen sie sich als foraminiferenführender Ovoidpelit.

Diese zunächst (1960) im Wetterstein- und zentralen Mieminger Gebirge aufgestellte Definition fand bei der Untersuchung der Partnachschichten an der Westflanke der Mieminger Berge ihre Bestätigung. Der lithologische Habitus der "Partnachkalke" in den partnachmergelfreien Gebieten entspricht genau dem der Kalkbänke, die innerhalb der Partnachmergel eingeschaltet sind. Die Partnachmergel werden am Wampeten Schrofen oben und unten (vgl. Detailprofil S. 21) von Kalken des Partnachkalk-Charakters begleitet.

Im Wettersteingebirge (Höllentalkar) treten die Partnachkalke obiger Begriffsbestimmung auch innerhalb des unteren Wettersteinkalkes in rinnenförmigen Zügen auf. Sie verzahnen sich häufig mit massigem Wettersteinkalk (Schneefernerkopf-Westwand; Westrand der Mieminger Berge, vgl. Prof.9 (Beil. 2) und Taf. 11) sowie mit typischen Hornsteinkalken des Oberanis (Vorderer Tajakopf, Hinterer Drachenkopf). Geringe Hornsteineinlagerungen sind nicht selten (Hinterer Drachenkopf, Österreichisches Schneekar).

Stellenweise sind die Partnachkalke überhaupt nicht erkennbar entwickelt. Dies ist vor allem dort der Fall, wo die Riff-Knollenkalk-Serie kaum Hornsteine führt, in ihren obersten Teilen dann dem Wettersteinkalk sehr ähnlich wird und somit schrittweise in diesen übergeht (Nordteil der Sonnenspitz-Ostflanke, Schneefernerkopf-Westwand).

Innerhalb des unteren Wettersteinkalkes wurden am Nordfuß des Zundernkopfes nördlich der Ehrwalder Sonnenspitze dm-gebankte, dichte, grünlichgraue, z.T. grünlich/rot gescheckte Kalke, die bis zu 2o m Mächtigkeit erreichen, wegen ihrer guten Schichtung als "Partnachkalk" ausgeschieden. Vertikal und horizontal gehen sie rasch in reinen, hellen Wettersteinkalk über. Sie erinnern in ihrem Habitus an die "Steinbruchkalke" (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 9), die im Falkensteinzug bei Füssen Partnachmergeln zwischengeschaltet sind.

Altersmäßig werden die Partnachschichten allgemein ins Ladin gestellt.

Selbstverständlich ist bei einer näheren Einstufung zu berücksichtigen, ob sie im betrachteten Gebiet den gesamten Wettersteinkalk vertreten oder nur seine unteren Teile. Die Grenze gegenüber den unterlagernden Hornsteinkalken ist innerhalb des Untersuchungsgebietes im wesentlichen zeitlich konstant, wenn man nicht - wie es im Wettersteingebirge wohl geschehen ist (REIS 1911) - die stellenweise die Mergel unterlagernden Partnachkalke zum Muschelkalk zieht. REIS kam vielleicht dadurch auf den Gedanken einer "doppelseitigen Vertretung" der Partnachschichten durch Wettersteinkalk und "Muschelkalk" (REIS 1911, S. 6; vgl. Tab. 1). Verzahnungen mit dem Hornsteinkalk der Riff-Knollenkalk-Serie im m- bis 1o m-Bereich wurden schon erwähnt.

An Fossilien kann aus den gesamten Partnachschichten als Neufund nur ein schwer bestimmbarer Brachiopode, vielleicht Spirigera quadriplecta (MÜNST.) aus Partnachkalken des Südfußes des Wettersteingebirges genannt werden. BÖSE (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 12) führt Sp. quadriplecta aus dem unteren "dolomitischen Wettersteinkalk" der Ammergauer Alpen an. Nach der Zusammenstellung, die SKUPHOS (1892) gibt, kommen von den 55 damals aus den Partnachschichten bekannten Arten 7 auch im "Muschelkalk",12 im Wettersteinkalk und Hallstätter Kalk, 11 in den Raibler Schichten vor, womit die enge Beziehung zu den jüngeren Schichten, d.h. die Zugehörigkeit zur ladinischen Stufe, angedeutet ist. Rhynchonella trinodosi BITTN. (Ferchenbach bei Partenkirchen) weist allerdings darauf hin, daß ein kleiner Teil der Partnachschichten des Wettersteingebirges noch zum Anis gerechnet werden muß, was mit den gleichlautenden Ergebnissen für den unteren Wettersteinkalk der Schneefernerkopf-Westwand (s.S. 28) übereinstimmt.

1.5 Wettersteinkalk

1.51 Beschreibung der Gesteinstypen

Name und Umgrenzung sind eindeutig. Die "Partnachkalke" nach AMPFERER & HAMMER (1899) werden nunmehr (s.o.) zum Wettersteinkalk gezogen.

Die drei im Wettersteingebirge schon von REIS (1911) erkannten lithologischen Typen: Massiger "unterer Wettersteinkalk", gebankter, algenreicher "mittlerer Wettersteinkalk", feingeschichteter "oberer Wettersteinkalk" sind auch in den Mieminger Bergen zu beobachten.

Der massige "untere" Wettersteinkalk ist überwiegend von hellgrauer bis hellbraungelber Farbe. Seine untersten 50 - 100 m sind häufig dunkelgrau gefärbt und mitunter schwach rotfleckig ("Partnachkalk" nach AMPFERER & HAMMER 1899 und SCHNEIDER 1953 a). Sie sind besonders reich an Großoolithen, die nach LEUCHS (1928, S. 387) und VIDAL (1953, S. 71) die Riffnatur ihres Nebengesteins beweisen.

Der massige Wettersteinkalk zeigt stellenweise (Coburger Hütte, Marienbergjoch) hellbräunlichgelbe, fein vergrusende dolomitische Lagen; in den dunklen Kalken des Wanniggipfels finden sich in kleinen Hohlräumen häufig mm-große rosafarbene Dolomitkriställchen.

Der von REIS (1911, S. 68) als "mittlere Hauptmasse des Wettersteinkalks" bezeichnete Gesteinstyp wird durch seine vorzügliche Bankung im dm- bis m-Bereich und den Reichtum an Dasycladaceenresten charakterisiert. Die Farbe des Gesteins spielt etwas ins Bräunliche. Die Dasycladaceenkalke sind sicher keine Riffbildungen i.e.S.. Sie sind in relativ seichtem, bewegtem Wasser entstanden.

Riffkalke und Algenrasenkalke bilden im Wettersteingebirge wie in den Mieminger Bergen keine stratigraphischen Niveaus, sondern können sich seitlich weitgehend vertreten. Im Wettersteingebirge nimmt die geschichtete, algenreiche Fazies auf Kosten der massigen, Korallen und Großoolithe führenden von N nach S zu (vgl. Taf. 15), in den Mieminger Bergen von W nach E. Dabei fällt auf, daß das Vorwalten der durch fehlende Schichtung und Vorkommen von Stockkorallen und Großoolithen als solchen gekennzeichneten Riffazies an Gebiete geknüpft ist, in deren unmittelbarer Nachbarschaft die Partnachmergel (Beckenfazies) reich entwickelt sind. In Partnachmergelfernen Gebieten ist dagegen der Wettersteinkalk auch in tieferen Teilen oft

gut gebankt und führt zumindest stellenweise auch in unteren Horizonten Dasycladaceen (Lagunenfazies).

Die obersten 100 - 200 m des Wettersteinkalkes zeichnen sich vor allem durch ihre auffällige Feinschichtung aus. Synsedimentäre Feinbreccien und Kreuzschichtungsgefüge sowie das aus vielen Gebieten bekannte Vorkommen von Megalodonten und dickwandigen Schnecken deuten auf lebhafte Wasserbewegung und somit auf Entstehung in seichtem Wasser hin.

An der neu gebauten Forststraße zwischen Ehrwalder Alm und Igelsee ist im oberen Wettersteinkalk als Besonderheit eine 15 cm mächtige Bank "schwarzer Breccie" (SCHNEIDER 1953 b) aufgeschlossen.

1.52 Die Erzhorizonte

Der Wettersteinkalk ist durch eine nicht unerhebliche Erzführung ausgezeichnet. Die Erze sind an drei Horizonte gebunden, die als "unterer Horizont", "oberer Horizont" und "Grenzhorizont" bezeichnet werden können.

1.521 Unterer Horizont

Der braungrau fleckige untere Wettersteinkalk des oberen Drachen- und Brendlekars ist etwa 50 - 100 m über der Grenze zum Partnachkalk bzw. Hornsteinkalk schwach mit Buntmetallerzen imprägniert; Anflüge von Kupfer-Oxydationserzen fallen besonders auf, Zinkblende und Bleiglanz kommen ebenfalls vor (vgl. hierzu die "Partnachkalk-Vererzung" bei TAUPITZ 1954). Begleitet wird die Vererzung von Ankerit und Quarz, wobei innerhalb des Verbreitungsgebietes der Erze der Quarzgehalt von E nach W, der Ankeritgehalt von W nach E zunimmt. Im Brendlekar fanden auf die Ankeriterze sogar Bergbauversuche statt.

Der Quarz dieses Horizontes tritt in idiomorphen Kriställchen auf, von denen drei Typen unterschieden werden können:

a) Bis zu 5 mm große Kristallindividuen mit allseitig gut ausgebildeten Prismen und Rhomboedern. U.d.M. zeigt sich, daß sie vermutlich mangels genügenden Angebots an Kieselsäure durchweg nur zonar skelettförmig gewachsen sind (Taf. 7, Fig. 1). Die Rhomboeder sind teilweise kappenquarzartig verdickt. Kalke, die besonders reich an schönen Quarzkristallen sind, liegen im Schutt beiderseits des Hinteren Drachenkopfes sowie in den Moränen des Schwärzkars.

b) Quarze von ca. 0,5 mm Prismendurchmesser, die keine Skelette bilden, sondern kompakt sind, aber von Karbonatmikrolithen durchsetzt werden.

c) Kleine, durchschnittlich o,1 mm messende Kriställchen. Ihre Prismen können die 3-fache Länge der Rhomboeder erreichen, aber auch völlig unterdrückt sein, so daß im Schliff fast quadratische Querschnitte resultieren (Taf. 7, Fig. 2). Zonar angeordnete Einschlüsse von Karbonatmikrolithen sind fast stets zu sehen.

Die Grundmasse besteht aus stark sammelkristallisiertem Karbonat mit nur mehr undeutlicher Ovoidstruktur. Sporadisch findet man Anhäufungen winziger limonitisierter Pyritwürfelchen.

Das Entstehungsalter der Quarze wird durch zwei Beobachtungen eingeengt: Einerseits sind innerhalb der großen Skelettquarze Relikte von Karbonatpelitkörnern zu sehen; die Kristalle bildeten sich also im fertigen Sediment. Andererseits wird einer der großen Quarze von einem kalziterfüllten Gängchen durchzogen, was auf Entstehung vor der letzten tektonischen Beanspruchung hinweist. Die Horizontgebundenheit innerhalb der sonst recht gleichförmigen Kalke macht wahrscheinlich, daß die erforderliche Kieselsäure bereits primär im Sediment enthalten war. Die Ansammlung von ursprünglich wohl diffus verteilter Kieselsäure in den Quarzkristallen ist also vermutlich eine Erscheinung der Diagenese, wobei die Frage offen bleibt, wieso in diesem Falle wohlausgebildete Kristalle entstanden, während sonst (z.B. Hornsteinkalke der Riff-Knollenkalk-Serie, jurassische Hornsteinkalke) der Kieselsäuregehalt sich in Form von Hornsteinen konzentrierte.

1.522 Oberer Horizont

Der obere Wettersteinkalk zeigt eine wesentlich intensivere Vererzung als sein unterster Teil. Sie ist - soweit nicht sekundäre Umlagerungsprozesse eine größere Rolle spielen - streng an den Faziestyp des "oberen Wettersteinkalkes" gebunden. Dies gilt nicht nur für das engere Untersuchungsgebiet, sondern, wie SCHNEIDER (1953 b) und TAUPITZ (1954) nachwiesen, für den gesamten Raum der bayerisch-nordtiroler Kalkalpen.

Haupterze sind Zinkblende und Bleiglanz sowie "Galmei" als Oxydationsprodukt der Zinkblende. Flußspat kommt häufig als Begleiter der Erze vor, Schwerspat nur sehr untergeordnet. Als seltene Sekundärminerale sind Descloizit und Greenockit zu nennen.

Das Zentrum des einst lebhaften Bergbaus lag am Schachtkopf und am Wampeten Schrofen. Kleine Stollen und Schächte finden sich aber im Bereich des oberen Wettersteinkalkes im ganzen Gebiet der Mieminger Berge verteilt.

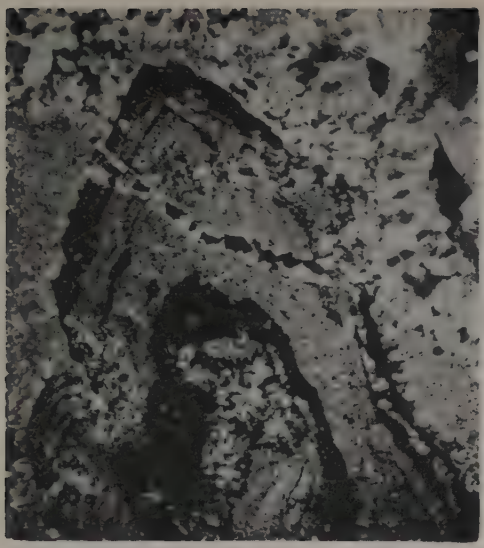


Fig. 1: Zonar skelettförmig im Kalksediment gewachsener, idiomorpher Quarzkristall.

Unterer Wettersteinkalk. Schwärzkar, Mieminger Berge.
Nicols gekreuzt. 17-fach vergr.

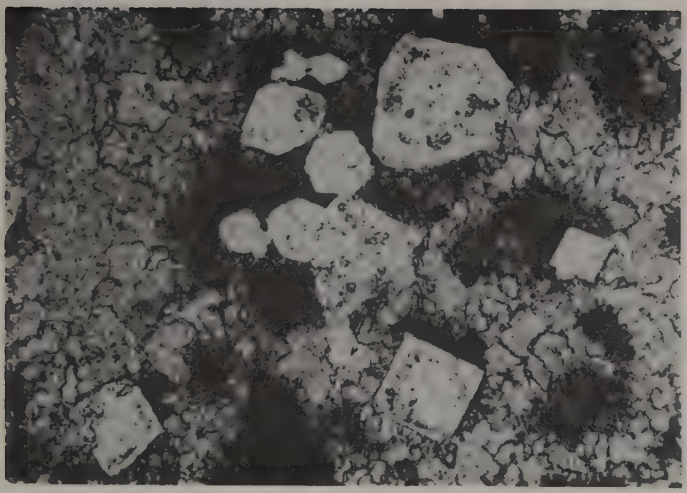


Fig. 2: Idiomorphe Quarzkristalle mit zonar angeordneten, stark lichtbrechenden Karbonatmikrolithen. Die rhombenförmigen Querschnitte entstehen beim Schnitt von Kristallen mit dem Hauptrhomboeder als einziger Kristallform.

Unterer Wettersteinkalk. Schwärzkar, Mieminger Berge. 85-fach vergr.

Häufig (insbesondere am Hinteren Tajakopf) wird die Erzanreicherung von einer auffallenden Dolomitisierung des Wettersteinkalkes begleitet: in feinkörnigem Karbonat sprossen allseitig von Kristallflächen begrenzte Dolomitrhomboeder auf, die zusammenstoßend ein texturloses, grobkörniges Pflastergefüge ergeben.

U.d.M. kann beobachtet werden, daß in makroskopisch feinschichtigem Material die Schichtung durch Abwechseln feinkörnigen Karbonats, das arm an Dolomitrhomboedern ist, und von Lagen, die fast nur aus grobkörnigem Dolomit bestehen, gebildet wird. Da der feinkörnige Anteil sicher kalzitisch ist (die Mg-Reaktion mit (4-nitrobenzol)-(1 azo 4)-resorcin nach MANN (1955) gibt hohen Durchschnittsgehalt an Kalzit an), bestand im feingeschichteten Gestein wohl ursprünglich eine Schichtung Kalzit-Pelit/ Dolomit-Pelit, wobei der Dolomit bei der Diagenese zu größeren Kristallen sammelkristallisierte.

1.523 Grenzhorizont

Ein dritter Erzhorizont, der in einer Mächtigkeit von o,5 - 1 m die Obergrenze des Wettersteinkalkes bildet ("Grenzhorizont"), führt als Primärerz ausschließlich Pyrit. Er fällt durch die bei der Verwitterung des Pyrits entstehenden Brauneisenkrusten besonders auf.

1.524 Zur Genese der Erze

Die Entstehung der Erze dieser drei verschiedenen Wettersteinkalk-Horizonte kann auf keine Weise einem einzigen, posttektonischen Vorgang zugeordnet werden, da die Erze sich trotz enger räumlicher Nachbarschaft grundlegend unterscheiden (unterer Horizont: viel Fe und Si, wenig Pb und Cu, sehr wenig Zn, kein F; oberer Horizont: viel Zn, Pb und Mg, reichlich F, kein Cu; Grenzhorizont: nur Fe).

Die Verteilung der Erztypen auf die verschiedenen, durch erzfreie Zonen getrennten, stratigraphischen Niveaus ist stets verwirklicht, gleich ob die Schichten heute horizontal liegen oder steil stehen. Die primäre Erzzufuhr ist also mit Sicherheit prätektonisch erfolgt (syn- und posttektonische Umlagerungsprozesse im Ausmaß bis zu etwa 1oo Metern fanden, durch die Auflockerung des Gefüges bei der tektonischen Beanspruchung bedingt, später noch statt). Die Bindung der Erze an ganz bestimmte, auch sonst ausgezeichnete Horizonte (primäre Si- bzw. Mg-Anreicherung im Sediment) macht eine synsedimentäre Entstehung der Metallkonzentrationen sehr wahrscheinlich. Gefügekundliche Untersuchungen, die Herr cand.geol. K. GERMANN

derzeit an Anschliffen der Erze durchführt, deuten ebenfalls auf sedimentäre Ablagerung der Primärerze hin.

1.53 Mächtigkeit und Altersstellung des Wettersteinkalkes

Die Mächtigkeit des gesamten Wettersteinkalkes beträgt im Zugspitzgebiet 1000 m, am Westfuß des Wampeten Schrofens, wo der untere Teil durch Partnachschichten vertreten wird, etwa 500 m. Mit dem Auskeilen der Mergel gegen E nimmt die Mächtigkeit rasch zu und erreicht in der Umgebung der Mitterspitzen das ungewöhnliche Ausmaß von über 1500 m.

An Fossilfunden sind anzugeben:

Algae:	Diplopora annulata septemtrionalis PIA
	Teutloporella aequalis (GÜMB.)
Cnidaria:	cf. Thecosmilia
Gastropoda:	Chemnitzia sp.
	Pedaiella sp.
	Omphaloptycha aff. nymphoides (STOPP.)
	Toxoconcha brocchii (STOPP.)
Cephalopoda:	Orthoceras sp.

Wesentlich für die Altersdatierung des Wettersteinkalkes ist die Fauna, die REIS (1900, 1905, 1926) aus dem unteren Wettersteinkalk der Schneefernerkopf-Westwand beschrieb. Das Vorkommen von Ammoniten der Trinodosus-Zone und von Tetractinella trigonella (SCHLOTH .) macht eine Zugehörigkeit des untersten Wettersteinkalkes zum Oberanis zumindest für das westliche Wettersteingebirge sehr wahrscheinlich (s.a. ARTHABER 1905, S. 291; DIENER 1915, S. 430; PIA 1930, S. 17; HABER 1934, S. 39). Für das südliche Karwendel machte ALMA (1926) oberanisisches Alter des unteren Wettersteinkalkes so gut wie sicher.

LEUCHS (1947) erklärt die REIS'sche Fauna für ladinisch, da von den 61 Ammonitenarten der Fauna nur 13 der Trinodosus-Zone angehörten, während 39 Arten und 5 Varietäten neu hinzukämen. Er vergißt dabei aber, daß diese 39 Arten und 5 Varietäten überhaupt als "n.sp." von REIS beschrieben wurden (ALMA 1926, S. 129) und daher ebensowenig gegen wie für ein anisisches oder ladinisches Alter sprechen.

Der Fazies- und Farb(!)-Wechsel, der nach LEUCHS (1947, S. 453) dazu beihilft, die Lage der Anis-Ladin-Grenze an der Grenze Knollenkalk/Wettersteinkalk "relativ sehr genau" festzulegen, ist bei dem innerhalb der alpidischen Geosynklinale zu dieser Zeit lebhaften horizontalen Faziswechsel wohl kaum zur Abgrenzung zweier Stufen geeignet.

Die Obergrenze des Wettersteinkalkes wird üblicherweise an der Wende Ladin/Karn angenommen. Wie in jüngster Zeit JACOBSHAGEN (1961) hervorhob, ist

diese Stufengrenze ursprünglich von MOJSISOVICS (1892) unter der Zone des Trachyceras aon ("Cordevol") und damit unter den Cassianer Schichten festgelegt worden und wird in der angelsächsischen und italienischen Literatur auch noch in diesem Sinne gebraucht.

Nach der von MOJSISOVICS (1892) aufgestellten Parallelisierungstabelle reicht der Wettersteinkalk noch in die Zone des Trachyceras aon und damit in die karnische Stufe hinein. Nach WÖHRMANN (1893, S. 735) und ROTHPLETZ (1894, S. 71 f.) sind die tiefsten Glieder der Raibler Schichten im weiteren Sinn ("Haller Schichten" nach ROTHPLETZ 1894, S. 72) mit den Cassianer Schichten zu parallelisieren und fallen also ebenfalls in die Zone des Tr. aon. Demnach läge die Obergrenze des Wettersteinkalkes innerhalb der Zone des Tr. aon oder an ihrer Untergrenze, d.h. im untersten Karn.

Es darf allerdings nicht außer Acht gelassen werden, daß der "präkarnischen Regression" (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 14 ff.) wohl eine gewisse Zeit der Abtragung entspricht (auch wenn die Regression nicht zu vollständiger Emersion geführt hat), so daß die wahre Ladin/Karn-Grenze in Teilen der Nordalpen vielleicht gar nicht durch Sedimente repräsentiert wird. Eine Definition der Grenze Ladin/Karn auf Grund der Transgression der Raibler Sandsteine ist auf jeden Fall abzulehnen.

1.6 Raibler Schichten

Die Raibler Schichten sind im Untersuchungsgebiet in zwei Streifen am Südrand und Nordrand der Mieminger Berge aufgeschlossen. Im Zentrum des Gebirges existiert nur ein einziges, tektonisch eingequetschtes Vorkommen.

Die Grenze zwischen Wettersteinkalk und Raibler Schichten ist der schärfste fazielle Einschnitt innerhalb der nordalpinen Trias.

Über dem Wettersteinkalk folgt ohne Übergang eine 25 m mächtige Serie von Sandsteinen, Mergeln und oolithischen Kalken. Die Wechsellagerung dieser Gesteine ist aus dem Säulenprofil, Taf. 8, ersichtlich. Das Profil stammt vom Südfuß der Mitterspitzen. An allen anderen Stellen des Untersuchungsgebietes ist die Sandstein-Tonmergel-Serie schlecht aufgeschlossen oder tektonisch unterdrückt.

Die über der Sandstein-Tonmergel-Serie folgende Karbonatgesteins-Serie ist im S und im N der Mieminger Berge unterschiedlich ausgebildet.

Im S folgen über den klastischen Sedimenten etwa 1o m hellgraue, fleckige, dichte Kalke und Dolomite und 5o m ungebankte, bitumenfreie (Unterschied zum Hauptdolomit!), zuckerkörnige Dolomite von hellbrauner Farbe. Am Stöttltörl werden die zuckerkörnigen Dolomite - wohl tektonisch bedingt - bis zu 2oo m mächtig. Hier findet sich in metergroßen Nestern reinweißer Dolomit in derben, grobkristallinen Massen; für Dolomit dürfte eine derartige Anreicherung eine Seltenheit darstellen.

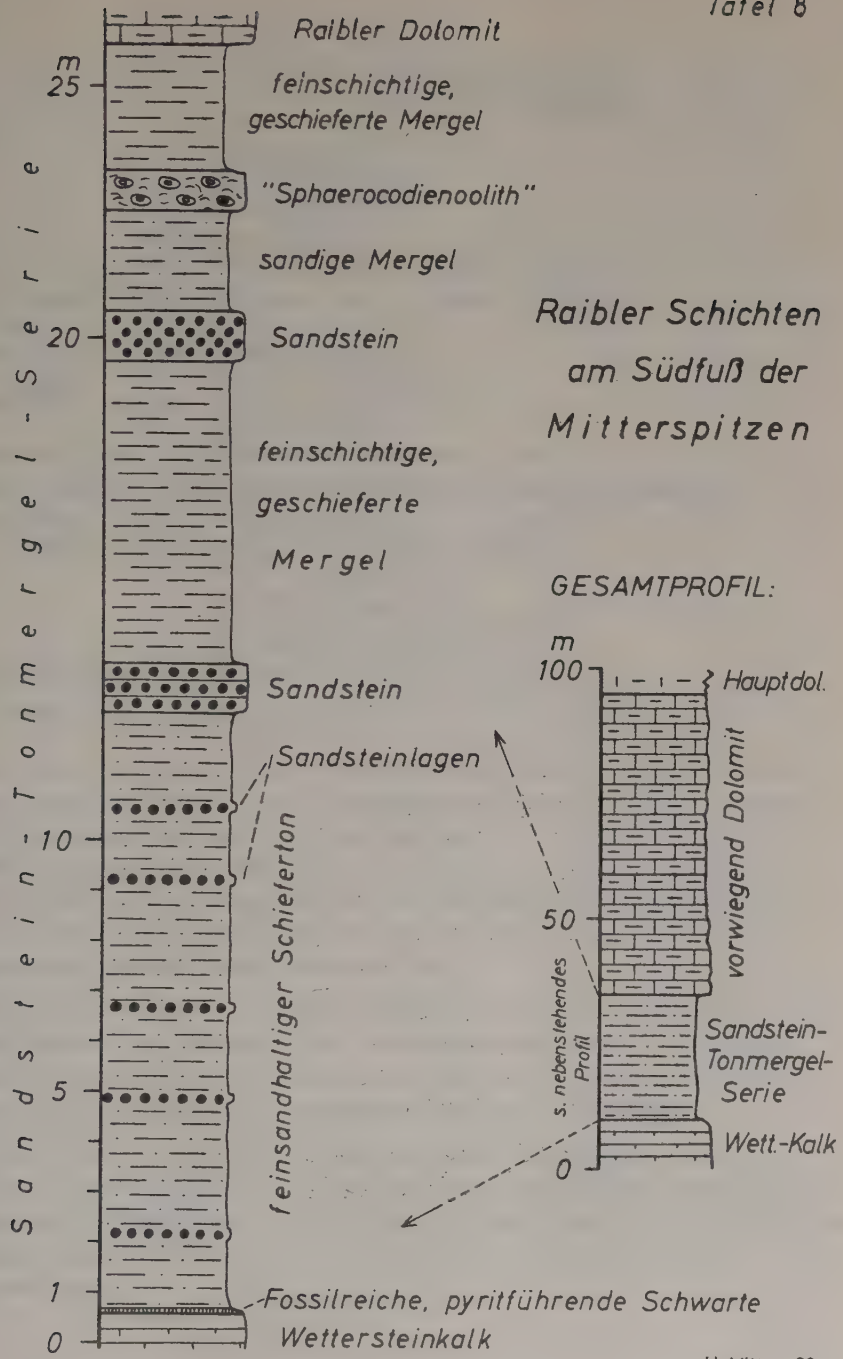
Diese vom S-Fuß der Mitterspitzen angegebenen Mächtigkeiten nehmen vermutlich zum Marienbergjoch hin etwas zu.

In die zuckerkörnigen Dolomite sind feinsandhaltige Mergel und Sandsteine von geringer Mächtigkeit (höchstens 1 m, meist tektonisch ausgequetscht, vielleicht primär nur linsenförmig) eingeschaltet. Sie dürften dem "oberen Fossilhorizont" des nördlichen Wettersteingebirges (REIS 1911, S. 7o) entsprechen. Rauhwacken, die im Ostteil der Mieminger Berge sehr mächtig entwickelt sind (AMPFERER & OHNESORGE 1912), fehlen im Westteil völlig.

Im N der Mieminger Berge sind die Raibler Karbonatgesteine wesentlich bunter und mächtiger entwickelt als im S. Über der schlecht aufgeschlossenen Sandstein-Tonmergel-Serie liegt am Issentalköpfl eine über 3oo m mächtige Folge von hauptdolomitähnlichen, aber meist ungebankten und nur selten bituminösen Dolomiten, graubraunen dichten Kalken, hellbraunen zuckerkörnigen Kalken mit wechselndem Dolomitgehalt und wettersteinkalkähnlichen, aber fleckigen Kalken. Wie im S sind auch hier geringmächtige Feinsandsteine den Karbonatgesteinen eingeschaltet. Nur in Lesestücken fanden sich Rauhwacken (weiter im E sehr mächtig; REIS & PFAFF 1911) und ein Stück eines milchigen, fast durchsichtigen Hornsteins. Beginn und Ende der Kalk-Dolomit-Serie werden durch ca. 1o m "typischen" hellgraubraunen, fleckigen Raibler Kalk markiert.

Das einzige Vorkommen von Raibler Schichten in den zentralen Mieminger Bergen, tektonisch eingequetschte Sandsteine, Schiefertone und fossilführende Oolithe, liegt in der Rinne, die von W zur Scharte zwischen Vorderem und Hinterem Tajakopf führt. Dieses eine, gesicherte Vorkommen muß erwähnt werden, weil es vermutlich der Anlaß zu AMPFERERs Fehldeutung war, der die - an tektonischen Linien - benachbarten Reichenhaller Schichten als Raibler Schichten bzw. Hauptdolomit kartierte (vgl. S. 4 ff.).

Eine Schlämmprobe aus dunkelgrauen Mergeln vom Feldernbach (Issentalköpfl) ergab reichlich pyritisierte Muschel- und Schneckenbrut sowie eine kleine Foraminiferenfauna. Herr Dipl.-Geol. J.TH. GROISS bestimmte:


Raibler Dolomit
m
25
feinschichtige,
geschieferte Mergel
"Sphaerocodienoolith"
sandige Mergel
20
Sandstein
feinschichtige,
geschieferte
Mergel
Sandstein
Sandsteinlagen
10
feinsandhaltiger Schieferton
5
1
0
Fossilreiche, pyritführende Schwarte
Wettersteinkalk
Sandstein-Tonmergel-Serie
Raibler Schichten
am Südfuß der
Mitterspitzen
GESAMTPROFIL:
m
100
Hauptdol.
vorwiegend Dolomit
50
s. nebenstehendes Profil
Sandstein-
Tonmergel-
Serie
Wett.-Kalk
0

H. Miller 62

Nodosaria cf. subprismatica FRANKE
aff. sexcostata TERQUEM
aff. reineckei HAGENMEYER
sp.
Dentalina sp.
? Lenticulina sp.
Planularia sp.

Die "Ooide" der Sandstein/Tonmergel-Serie bestehen im wesentlichen aus konzentrischen Krusten der Alge Sphaerocodium bornemanni Rothpl.

An Megafossilien (größtenteils von V. Isemann 1960 gesammelt) wurden bestimmt:

Oolithbank der Sandstein-Tonmergel-Serie:

Cnidaria:	Stück einer Astkoralle
Lamellibranchiata:	Cardita gümbeli PICHL.
	Myophoria sp.
Echinodermata:	Pentacrinus tirolensis LAUBE

Raibler Kalk unweit der Hangendgrenze östlich des Issentalköpfls:

Cnidaria:	Korallenrest
Lamellibranchiata:	Avicula cf. hallensis WÖHRM.
	Pecten subalternicostatus BITTN.
	sp. div.
	Dimyodon wöhrmanni BITTN.
	Ostrea montis caprilis KLIPST.
	Corbis mellingi HAUER
Echinodermata:	Pentacrinus propinquus MÜNST.
	tirolensis LAUBE
Vertebrata:	Fischzähne

Die Fauna der Kalke östlich des Issentalköpfls entspricht recht gut der der "Torer Schichten" (= Obere Abteilung der Raibler Schichten) WÖHRMANNs (1893), während die Sanstein/Tonmergel-Serie wohl als Äquivalent der "Haller Schichten" (ROTHPLETZ 1894; = Horizont a der "Cardita-Schichten" bei WÖHRMANN 1893) aufzufassen ist. Die geringmächtigen Sandsteine innerhalb der Karbonatgesteins-Serie dürften mit dem Horizont c der Cardita-Schichten WÖHRMANNs parallelisierbar sein.

Ein "Dritter Schiefer", wie ihn ANGERMEIER (1960) und PÖSCHL (1962) als Zwischenschaltung innerhalb der "Torer Schichten" aus der Umgebung von Ruhpolding im Chiemgau beschreiben, existiert im Raum des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges nicht (vgl. auch VACHÈ 1960).

Die Sedimentation der Raibler Schichten begann im untersten Karn (vgl. S. 29). Ihre Obergrenze wird allgemein etwa mit der Grenze Karn/Nor gleichgesetzt. Nähere Angaben darüber lassen sich kaum machen, da die Dolomite der Raibler Schichten wie ihr Hangendes, der Hauptdolomit, außerordentlich fossilarm sind.

1.7 Hauptdolomit

An den Flügeln der Lermooser Mulde, am Brandstattkopf (westlich des Marienbergjoches) sowie am N- und S-Flügel des Mieminger Gewölbes hat der Hauptdolomit weite Verbreitung. Er zeigt allgemein die bekannte Ausbildung, ist wie üblich gut gebankt und oft feingeschichtet. Im Gegensatz zu den Dolomiten der Raibler Schichten weist der Hauptdolomit häufig bituminösen Geruch auf. Die Mächtigkeit beträgt nach Vergleichen mit der Umgebung (im Kartierungsgebiet ist nirgends Hangendes und Liegendes gleichzeitig ungestört aufgeschlossen) weit über 1ooo m. Die Ansicht ZITZLSPERGERs (196o), der Hauptdolomit fehle zwischen "Vorbergzug" und "Jungschichtenzone" weitgehend primär, entbehrt jeder sicheren Grundlage (vgl. S. 88).

Nur eine Eigenheit des unteren Hauptdolomits vom Issentalköpfl verdient besondere Erwähnung. Dort sind in 7 getrennten Lagen, 2o - 8o m über den Raibler Schichten, grünliche und schwarze, pyritreiche Dolomitmergel in Vergesellschaftung mit synsedimentären Konglomeraten dem unteren Hauptdolomit eingeschaltet.

Nach TRUSHEIM (193o, S. 26) können sich Konglomerate ohne tektonische Ursache durch submarinen Abtrag im neritischen Bereich bilden. Der Tongehalt der Dolomitmergel geht wohl auf episodische Einschwemmung feinklastischen Materials aus dem Hinterland zurück. Der reichliche Gehalt an Fischresten und Pyrit deutet auf genetische Beziehungen zu den "bituminösen Mergeln" des Karwendelgebirges hin, die nach TRUSHEIM (193o, S. 13 ff.) in Kolken des norischen Meeres abgelagert worden sind.

1.8 Plattenkalk

Plattenkalk in üblicher Ausbildung kommt im Hangenden des Hauptdolomits beiderseits der Lermooser Mulde und am Brandstattkopf (westlich des Marienbergjochs) vor. Die Einschaltung von Mergellagen und Oolithbänken sowie die schrittweise Entwicklung aus dem Hauptdolomit durch Überhandnehmen von Kalkbänken in letzterem sind altbekannt.

Von Interesse sind einige Mächtigkeitsangaben: Am Nordflügel der Lermooser Mulde (Bahnhof Ehrwald) erreicht der Plattenkalk eine Mächtigkeit von 55o m, am Südflügel (Biberwier) allein auf dem neu kartierten Gebiet eine Mächtigkeit von über 9oo m, nach der "Spezialkarte" (AMPFERER & OHNESORGE 1912) sogar von insgesamt 12oo m. Eine tektonische Verstärkung kann für den Nordflügel mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Bei Biberwier ist tektonische Verdoppelung nicht nachweisbar, aber mangels vollständiger Aufschlüsse

auch nicht völlig von der Hand zu weisen. 5 km weiter westlich, in der Nordflanke der Gartnerwand, beträgt die primäre Mächtigkeit wieder mit Sicherheit 600 m.

Am Brandstattkopf dagegen können zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten nur 6 - 10 m eines grauen, in Splittern braun durchscheinenden, dm-gebankten, dichten, schwach bituminösen Kalkes als Plattenkalk bezeichnet werden.

Herr cand.geol. K. GERMANN bestimmte aus dem Plattenkalk des Brandstattkopfes die Lamellibranchiaten:

Pecten punctatus STOPP.
Myophoria isosceles STOPP.
Ostrea alpina WINKLER

Vergleichende Untersuchungen an einem von AMPFERER auf der "Spezialkarte", Blatt Lechtal (AMPFERER 1914 b) nicht verzeichneten Vorkommen von Hauptdolomit und Kössener Schichten am Nordfuß der Heiterwand (400 m westlich des Vorderen Veitkopfes) zeigten auch hier ein fast völliges Fehlen plattenkalkartiger Gesteine. Am Loreakopf geht nach der "Spezialkarte" die Mächtigkeit kaum über 100 m hinaus.

Der auffallend starke Mächtigkeitswechsel ist vermutlich weniger auf eine Änderung der Sedimentmächtigkeit zurückzuführen als auf die unterschiedliche Intensität der frühdiagenetischen Dolomitisierung der norischen Sedimente (vgl. LEUCHS 1927, S. 44 f.).

1.9 Kössener Schichten

Kössener Schichten sind in der Lermooser Mulde, am Westfuß der Mieminger Berge, bei Obermoos sowie nördlich und südlich des Issentalköpfls reichlich aufgeschlossen. Aus der üblichen Kalk-Mergel-Folge sei nur die weit verbreitete Einschaltung der roten "Schattwalder Schichten" (REISER 1922) sowie wenige Meter mächtige Korallenkalkbänke (Issentalköpfl) besonders erwähnt.

Aus einer Schlämmprobe olivbrauner Mergel bestimmte Herr Dipl.-Geol. J.TH. GROISS die Foraminiferen:

Nodosaria sp.
Dentalina aff. tortilis FRANKE
Lenticulina sp.
Frondicularia aff. pulchra TERQUEM

Von Obermoos (1), von der Nordseite (2) und von der Südseite (3) des Issentalköpfls (hier zum größten Teil von V. ISEMANN gesammelt) konnten an Megafossilien bestimmt werden:

Cnidaria:	Reste von Astkorallen	(2)
Vermes:	Serpula sp.	(2)
Brachiopoda:	"Rhynchonella" fissicostata SUESS	(1,2)
	subrimosa (SCHAFH.)	(3)
	sp.	(2)
	Spiriferina emmrichi (SUESS)	(2)
	Terebratula sp.	(3)
Lamellibranchiata:	Leda alpina WINKL.	(1)
	Schizodus sp.	(1)
	"Avicula" contorta PORTL.	(1)
	Oxytoma inaequivalvis (SOW.)	(2)
	Cassianella inaequiradiata (SCHAFH.)	(2,3)
	cf. gryphaeata MÜNST.	(1)
	beyrichii BITTN.	(1)
	sp.	(2)
	Gervillia inflata SCHAFH.	(1)
	cf. praecursor QUENST.	(1)
	Lima punctata SOW.	(1)
	Pecten cf. liebigii WINKL.	(1)
	sp.	(3)
	Dimyodon intusstriatum EMMR.	(1)
	Ostrea sp.	(3)
	Pinna sp.	(3)
	Modiola faba WINKL.	(1)
	gregaria (STOPP.)	(2)
	Arca formosissima (D'ORB.)	(2)
	Cardita spinosa WINKL.	(2,3)
Echinodermata:	Pentacrinus bavaricus WINKL.	(1)

Herr cand.geol. K. GERMANN bestimmte aus den Kössener Schichten des Brandstattkopfes östlich des Marienbergjoches die Lamellibranchiaten

Gervillia inflata HAUER
Cardita austriaca HAUER
minuta (WINKLER)

2. Die Gesteine des Juras und der Unterkreide

2.o Zur Nomenklatur der jurassischen und kretazischen Sedimente

Die Besprechung der Sedimente des Juras und der Unterkreide wird entsprechend dem Vorgang beim Kapitel über die Trias nicht nach Stufen, sondern nach kartierbaren Gesteinsgruppen gegliedert. Dieses Prinzip erweist sich im alpinen Jura mit seiner lebhaften Faziesdifferenzierung als besonders günstig.

Da die Jura/Kreide-Grenze im Untersuchungsgebiet nicht genau mit einer Schichtgrenze zusammenfällt, werden die Unterkreide-Schichten mit den faziell verwandten Gesteinen des Oberjuras zu einer Schichtgruppe ("Aptychenschichten") zusammengezogen.

Die Schichtfolge des Juras und Neokoms im Allgäu, in den Ammergauer Alpen und im südlichen Wettersteingebirge nach verschiedenen Autoren

	Südöstl. Allg. Alpen JACOBSHAGEN 1959, 1961	Nördl. Allg. A. REISER 1922	Ammergauer Alpen ("Mergelfazies") KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931	Südliches Wettersteingebirge ("Jungschichtenzone") REIS 1911	AMPFERER & OHNESORGE 1924	ZITZLSPERGER 1960	MILLER 1962
Neokom	Aptychenmergel (?)	Neokom-Mergel 10 – 15 m Neokom-Aptychenkalk 30 – 40 m ●	Bunte Mergel Grüne Mergel Basiskalke ● 150 m	Neokom ●	Neokomschichten ● über 100 m	Neokom ● über 150 m ●	Grüne Aptychenschichten 300 m? ● Biancone (●) 0 – 70 m ●
Malm	Aptychenkalke ca. 200 m Bunte Apt.-schiefer 15 m Radiolarite 25 – 30 m	● Bunter Tithonkalk über 20 m ● Jura-Aptychenkalke ca. 180 m Radiolarienschichten 3 – 20 m	graue u. weiße Apt.-schichten 30 – 100 m ● Bunte Aptychenschichten 10 – 30 m Radiolaritserie 3 – 20 m	heller, plattiger Kalk rote Hornsteinschichten grüne Hornsteinschichten Malmschichten 150 m	Aptychenkalke Hornsteinkalke Radiolarienschichten 100 – 150 m	Aptychenschichten 25 m Hornsteinschichten 3 – 10 m	Bunte Aptychenschichten 1 – 30 m Aptychenschichten
Dogger	Spatkalk-Schichten – 100 m Jüngere Fleckenmergel – 250 m	● Allgäuschichten Doggerkalk 15 m ● ●	Fleckenmergel ● ●	Allgäuschichten	?	? Fleckenmergel	Radiolaritgruppe 3 – 10 m Allgäuschichten (●) ●
Lias	Mittlere Fleckenmergel – 200 m ● Ältere Fleckenmergel ca 1000 m ● Roter Unterliaskalk – 25 m ●	über 500 m ● ● ● ● Knollenkalk – 25 m ● Hierlatzkalk ca. 30 m ●	● ● ● ● ● ● ● mergel 10 – 200 m	schichten Rote Unterlias Kalke	Lias-fleckenmergel ● ● ● ● ● Bunte Liaskalke 10 – 12 m ● ● ●	mergel ● 150 – 200 m Lias-Basisschichten 10 m ●	schichten 100 – 200 m ● ● ● ● ● Adneter Kalk – 30 m ● ● ●
Rät	Kössener Schichten bzw. Oberrätkalk						

● = Horizont durch Fossilien belegt. (●) = Bestimmung unsicher

Tabelle 2 (letzte Spalte) vermittelt einen Überblick über die Benennung und Einstufung der jurassischen Gesteine des südlichen Wettersteingebirges durch den Verfasser. Zum Vergleich sind aus dem Bereich des südlichen Wettersteingebirges sowie der Allgäuer und Ammergauer Alpen Jura-Gliederungen älterer Autoren mit aufgeführt.

2.1 Adneter Kalke

Der Name "Adneter Schichten" wurde erstmals von HAUER (1853, S. 745) für die direkt "über den Schichten mit Petrefakten der Kössener Schichten" liegenden Gesteine der unten beschriebenen Fazies verwendet. Er wurde in der Folgezeit von vielen Autoren übernommen (GÜMBEL 1856, 1861; SCHRÖDER 1925, LEUCHS 1927, HABER 1934) und wird auch hier der über die fazielle Ausbildung nichts aussagenden Bezeichnung "Liasbasiskalk" vorgezogen.

Die Adneter Kalke liegen in einer Mächtigkeit bis zu 30 m zwischen Kössener Schichten und Allgäuschichten innerhalb der "Jungschichtenzone" südlich des Wettersteingebirges. Östlich des Issentalköpfls sind sie nach ZITZLSPERGER (1960) nur stellenweise vorhanden. Ein kleines Vorkommen findet sich westlich des Marienbergjoches. Im W des Ehrwalder Beckens fehlen sie.

Die Adneter Kalke bestehen vorwiegend aus grüngrauen bis roten, auch grün/rot gescheckten und geflammten, dichten, knolligen Kalken. Stellenweise treten dunkelgraue Hornsteinknauern und -schnüre auf. Untergeordnet finden sich, besonders im Liegenden der Knollenkalke, braungraue, teils etwas fleckige, hornsteinhältige Kalke, die die Knollenkalke auch seitlich vertreten können. Alle Gesteine zeigen vorzügliche Bankung im 5-cm-Bereich.

Dünnschliffe sind reich an Mikrofossilien, die jedoch leider keinen Leitwert haben. Herr Dipl.-Geol. J.TH. GROISS bestimmte:

Foraminifera:	Ammodiscus ticinensis (SCHWEIGHAUSER)
	Dentalina sp. sp.
	Nodosaria sp.
	Marginulina sp.
	Eoguttulina sp.
	Ophthalmidium sp.
Ostracoda:	Schalenreste

An Megafossilien finden sich zerstreut Crinoidenstielglieder. Schlecht erhaltene Ammoniten sind nördlich des Issentalköpfls häufig. Sie konnten nur als Arietites sp. div. bestimmt werden. An Belemniten lag Nannobelus acutus (MILLER) in 1 Exemplar vor.

HAHN (1911) führt aus diesem Vorkommen nördlich des Issentalköpfls eine Ammonitenfauna des Lias α - β an, aus den darüberliegenden Allgäuschichten

Ammoniten des Lias $\gamma - \delta$; im Vorkommen westlich der Ehrwalder Alm fand er Ammoniten des Lias $\alpha - \gamma$, in den überlagernden Allgäuschichten solche des Lias $\gamma - \zeta$. Damit dürfte für das Gebiet um die Ehrwalder Alm ein Durchhalten der Adneter Fazies bis in den Lias γ hinein erwiesen sein. Ob die roten Knollenkalke auch weiter im W so hoch in den Lias reichen, ist nicht sicher; das völlige Fehlen jenseits des Ehrwalder Beckens könnte dafür sprechen, daß sie unmittelbar östlich von Ehrwald schon nur mehr dem tiefsten Lias zugehören.

2.2 Allgäuschichten

Der von GÜMBEL (1856, S. 9: "Algäuschiefer") und RICHTHOFEN (1859, S. 109: "Algäuschichten") eingeführte, allerdings nur vereinzelt (REIS 1911, REISER 1922) gebräuchliche Name "Allgäuschichten" ist unbedingt der wenig treffenden Bezeichnung "Fleckenmergel" vorzuziehen (vgl. auch HUCKRIEDE 1959 a, S. 67). Einerseits kommen Fleckenmergel auch in ganz anderen stratigraphischen Horizonten vor (neokome Fleckenmergel sind von liassischen lithologisch oft kaum zu unterscheiden!), andererseits bestehen die "Fleckenmergel" großenteils gar nicht aus fleckigen Mergeln (vgl. auch JACOBSHAGEN 1959).

"Allgäuschichten" kommen im betrachteten Bereich im Kern der Lermooser Mulde, in der "Jungschichtenzone" südlich des Wettersteingebirges, am Nordfuß des Seebenwaldplateaus und Zundernkopfes sowie im Jurazug nördlich des Wannig-Kammes vor.

Eine Gliederung nach der Einteilung JACOBSHAGENs (1959) in ältere, mittlere und jüngere "Fleckenmergel" war nicht durchweg möglich.

Die Allgäuschichten der Lermooser Mulde nördlich der Bahnlinie Ehrwald-Lermoos gehören jedenfalls zum kalkreichen Typ der "Älteren Fleckenmergel". Es finden sich überwiegend hellbraune bis graue, fleckenlose bis fleckenarme Kalke, die ab und zu Hornsteinknauern führen. Nur vereinzelt treten Zwischenlagen von grünlichbraunen Mergeln auf. Das gleiche gilt für isolierte Vorkommen am Fuß des "Hohen Ganges" (Felsensteig von Ehrwald zum Seebensee) und hinter dem Gasthof "Gaistaler Hof" bei Ehrwald.

Sicher als "jüngere Fleckenmergel" ansprechbar sind die Wechsellagen von Kalk- und Mergelbänken am Westrand der Mieminger Berge (Zundernkopf-Nordfuß und Marienbergjoch) sowie am Westrand des Wettersteingebirges (Lehngrabenprofil, s.S. 46).[2]

2) Das letztgenannte Vorkommen besuchte freundlicherweise Herr Dr.V.JACOBSHAGEN, Marburg, mit mir.

Im Bereich der "Jungschichtenzone" finden sich die Allgäuschichten als Kalke, Fleckenkalke, grüngraue bis graubraune Mergel und Fleckenmergel. Sie sind meistens gut gebankt. Grünrote bis feuerrote Tone scheinen an obere Horizonte gebunden zu sein, aus denen sie auch AMPFERER (AMPFERER & OHNESORGE 1924, S. 3o) vom Gebiet der Bleispitze westlich Lermoos beschreibt.

Die Mächtigkeit der Allgäuschichten nimmt von W nach E von über 3oo m auf 1oo m ab (vgl. S. 52).

Die Allgäuschichten enthalten eine reiche, aber für stratigraphische Zwecke nur bedingt brauchbare Mikrofauna. Nicht näher horizontierbare Schlämmproben aus liassischen Allgäuschichten lieferten an Foraminiferen (Bestimmung Dipl.-Geol. J.TH. GROISS):

Rhizammina sp.
Textularia sp.
Dentalina cf. vetustissima (D'ORB.)
cf. sinemuriensis TERQUEM
parvula FRANKE
aff. integra (KÜBLER & ZWINGLI)
aff. nodigera TERQ. & BERTH.
aff. mitis TERQ. & BERTH.
pseudocommunis FRANKE
sp.
Lenticulina inermis (TERQUEM)
polygonata (FRANKE)
aff. nautiloidea (BORNEMANN)
aff. muensteri (ROEMER)
gottingensis (BORNEMANN)
varians (BORNEMANN)
sp. sp.
Astacolus inaequiradiatus (TERQUEM)
aff. exaratus (TERQUEM)
spirolinus (BORNEMANN)
primus (D'ORB.)
Planularia breoni dentata (Franke)
Vaginulinopsis sp.
Marginulina prima D'ORB.
simplex (TERQUEM)
Vaginulina aff. parva FRANKE
Ramulina sp.
Involutina liasina JONES
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
Cornuspira liasina TERQUEM

In gelbgrün/rot geflammten Mergeln der höheren Allgäuschichten waren enthalten:

Nodosaria aff. nitida TERQUEM
sp.
Dentalina aff. pseudocommunis FRANKE
sp.
Lenticulina gottingensis (BORNEMANN)
aff. polygonata (Franke)
sp. sp.
Astacolus primus (D'ORB.)
Planularia sp.

Aus grüngrauen Mergeln der "Jüngeren Fleckenmergel" des Lehngrabens waren bestimmbar:

Lenticulina nautiloidea (BORNEMANN)
cf. varians (BORNEMANN)
aff. gottingensis (BORNEMANN)
acutiangulata (TERQUEM)
aff. subalata (REUSS)
cf. turbiniformis (TERQUEM)
sp.
Astacolus sp.
Involutina liasina JONES

Die Auswertung der Megafauna lieferte dagegen sehr wertvolle Anhaltspunkte für die Datierung der Allgäuschichten. An Cephalopoden fanden sich:

1. Nördlich des Issentalköpfls (Schutt):
Fuciniceras sp.
Grammoceras cf. normannianum (D'ORB.)
sp.

2. Im Lehngraben, erster südlicher Seitengraben, 1430 m:
Grammoceras sp.
Arieticeras sp.

3. Im Lehngraben; Hauptgraben, 1510 m, "Jüngere Fleckenmergel", vermutlich etwa mittlere Horizonte:
Phylloceras sp.
Tmetoceras scissum (BENECKE)
Hammatoceras sp.

4. Im Lehngraben, an der südlichen Begrenzungsrippe des bei 1420 m abzweigenden Nebengrabens in 1680 m Höhe, ca. 200 m nordöstlich P. 1808 (AV-Karte); oberste Kalkbank unter den roten Mergeln der Radiolaritgruppe:
Ludwigia murchisonae (SOWERBY)

5. Unhorizontierbar im Schutt:
Grammoceras sp.
Phylloceras (Partschiceras) partschi (STUR)
Fuciniceras sp.

Aus den "mittleren jüngeren Fleckenmergeln" (graue, kleinfleckige Kalke) sind außer den Cephalopoden ein Inoceramus sp. und sehr schöne Weidespuren zu nennen, die in federartigen gebogenen Streifen ganze Schichtplatten überziehen. In den "älteren Fleckenmergeln" finden sich mehr oder weniger häufig Crinoidenstielglieder.

Die Allgäuschichten sind altersmäßig sehr genau einzustufen.

Im Bereich der Ehrwalder Alm (HAHN 1911) beginnen sie im Lias γ (Pliensbachien), westlich von Ehrwald, wo die Adneter Fazies fehlt, vermutlich etwa mit der Rät/Lias-Grenze.

Die Obergrenze der Allgäuschichten ist, was sehr selten vorkommt, exakt bestimmbar.

HAHN (1911) erwähnt Ammoniten aller Stufen vom Lias γ bis zum Lias ζ aus Allgäuschichten unweit der Ehrwalder Alm. Nach REIS (1911, S. 75) reichen die Allgäuschichten bis zu den "Malmschichten" (= Radiolaritgruppe!).

Mit Tmetoceras scissum (BENECKE) und Ludwigia murchisonae (SOWERBY), Zonenleitformen des englischen Juras (ARKELL 1956, S. 123), ist nunmehr erstmals der sichere Nachweis von Dogger im Wettersteingebirge gelungen, dessen Anwesenheit in den Ehrwalder Allgäuschichten bereits SCHRÖDER (1925) auf Grund eines Leioceras sp. ind. vermutete.

Besonderen Wert erhalten die beiden Fossilfunde (die Ludwigia wurde auf einer gemeinsamen Begehung mit Herrn Dr. JACOBSHAGEN entdeckt) durch die mit ihrer Hilfe mögliche Einstufung der jüngeren Fleckenmergel von Ehrwald in das untere Bajocien (Stufenumgrenzung nach ARKELL 1956). Außerdem ist durch das Vorkommen von L. murchisonae in der nachweisbar obersten Bank der Allgäuschichten eine exakte Altersbestimmung für die Obergrenze der Allgäuschichten gegeben: Sie enden in der Zone der Ludwigia murchisonae, d.h. im höheren "Dogger β". Diese Grenze gilt selbstverständlich streng nur für die Umgebung von Ehrwald; schon im östlichen Wettersteingebirge wäre eine andere zeitliche Obergrenze durchaus möglich.

In den benachbarten Ammergauer Alpen fand beispielsweise KOCKEL (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 58) in den "allerobersten Fleckenmergeln" Ludwigia concava (BUCKM.); hier liegt die Obergrenze der Allgäuschichten also mindestens um eine Zone höher als im westlichen Wettersteingebirge.[3] SCHRÖDER (1925) führt von mehreren Lokalitäten Ammoniten des unteren und mittleren Doggers an. REISER (1922, S. 128) beschreibt von Tannheim "Macrocephalites typicus BLAKE", womit gezeigt ist, daß die Allgäuschichten bis ins Callovien reichen können (vgl. Tab. 2).

Dies zeigt wieder mit aller Deutlichkeit, daß selbst ausgeprägteste lithologische Grenzen, wie die zwischen Allgäuschichten und Radiolaritgruppe, keineswegs über größere Entfernungen zeitkonstant sein müssen.

JACOBSHAGEN (1959, S. 22o) schloß aus der Oberdoggerfauna der Allgäuschichten von Tannheim (REISER 1922) und einer Oberdoggerfauna aus den "Macrocephalenschichten" des Salzkammergutes (SPENGLER 1919) pauschal, daß "die jüngeren Fleckenmergel den höheren Oberlias und fast den gesamten Dogger repräsentieren".

3) Die Allgäuschichten dieser Lokalität grenzen nach einer frdl. mündl. Mitt. von Herrn Dr. JACOBSHAGEN mit einer Störung an den Radiolarit, stellen also noch nicht die höchsten Teile der Serie dar.

Die geringmächtige Bank der "Macrocephalenschichten", aus der SPENGLER (1919, S. 326 f.) seine Oberdoggerfauna angibt, liegt allerdings nicht im Hangenden von "Fleckenmergeln", sondern transgressiv über Dachsteinkalk. Die in der Umgebung nicht sehr reich entwickelten Fleckenmergel gehören durchweg dem unteren Lias an (SPENGLER 1919, S. 32o). Der Fund der Unterdoggerfauna in den obersten Allgäuschichten des Wettersteingebirges (s.S. 38) zeigt, daß die Ausbildung des mittleren und höheren Doggers in der Fazies der Allgäuschichten in den nördlichen Kalkalpen durchaus nicht die Regel ist.

2.3 Radiolaritgruppe

Unter diesem Namen wird eine Gruppe von Radiolariten und radiolarienreichen Kalken und Mergeln zusammengefaßt, deren Hauptmerkmale die lebhaften Farben - meist rot und grün, teilweise schwarz - und der reiche Gehalt an Radiolarien sind.

Die Nomenklatur für diese klar gegen die Allgäuschichten im Liegenden und gegen die "Aptychenschichten" im Hangenden abgrenzenden Gesteinsgruppe ist nicht einheitlich. EDER (1925), NÖTH (1926) und TRUSHEIM (193o) zählen sie zu den "Aptychenschichten". Die Mehrzahl der Autoren bezeichnen sie als "Radiolarit", "Radiolarienschichten" oder ähnlich (REISER 1922, LEUCHS 1927, KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, HABER 1934, RICHTER 1937, SPENGLER 1951 b, JACOBSHAGEN 1961).

KLEBELSBERG (1935) führt die Gesteine unter dem Namen "Hornsteinschichten", AMPFERER (1932) verwendet den Ausdruck "Bunte Hornsteinkalke". ULRICH (196o) schlägt die Bezeichnung "Kieselkalke" vor, da - wie er schreibt - in seinem Untersuchungsgebiet keine echten Radiolarite auftreten. SCHNEIDER (1953 a, S. 29) erwähnt dagegen vom Arnspitzstock nach mikroskopischem Befund ein kleines Vorkommen von "Radiolariten".

In der Umgebung von Ehrwald kommen zusammen mit bunten Kalken und Mergeln echte Radiolarite im Sinne kalkarmer, radiolarienreicher Kieselgesteine (CORNELIUS 1951, S. 216; NIGGLI 1952, S. 362 ff.; ULRICH 196o, S. 1o8) vor.

Ich folge in der Nomenklatur GRUNAU (1959), der unter "Radiolaritgruppe" nicht nur Radiolarite i.e.S. versteht, sondern mit diesen vergesellschaftete radiolarienreiche Kalke und Mergel unter diesem Begriff mit erfaßt.

Gesteine der Radiolaritgruppe sind in der "Jungschichtenzone" zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge sowie am Westrand der beiden Gebirgsstöcke weit verbreitet.

Fast durchweg treten zuunterst einige Meter dunkelroter, radiolarienreicher Mergel und hellgraugrün/dunkelrot gescheckter Kalke auf. Die roten Mergel dürften den "Bunten Mergeln" der Karwendelmulde (ULRICH 1960, S. 106) entsprechen. Darüber folgen bei Ehrwald in wechselnder Mächtigkeit graugrüne und rote Radiolarite.

Die Gesamtmächtigkeit der Radiolaritgruppe schwankt von 3 bis 10 m. Bezüglich genauer Mächtigkeitsangaben sei auf die Detailprofile S. 46 f. und Taf. 9) verwiesen.

Das Alter der, von den Radiolarien abgesehen, fast fossilleeren Radiolaritgruppe wird von den einzelnen Autoren verschieden angegeben (vgl. Tab. 2).

Im Untersuchungsgebiet beginnt die Serie vermutlich im mittleren Bajocien, da die Allgäuschichten in der Zone der Ludwigia murchisonae (= unteres Bajocien nach ARKELL 1956) enden.

Der stellenweise zu beobachtende, gleitende Übergang aus den grünlichen Mergeln der Allgäuschichten in die roten der Radiolaritgruppe spricht gegen eine größere Sedimentationslücke zwischen beiden Gesteinsgruppen.

Eine Schlämmprobe aus den roten Mergeln an der Basis der Serie lieferte außer Crinoidenstielgliedern, Seeigelstacheln, Ostracoden und Radiolarien eine Foraminiferen-Fauna folgender Zusammensetzung (Bestimmung Dipl.-Geol. J.TH. GROISS):

Nodosaria sp.
Lenticulina nautiloides (BORNEMANN)
aff. gottingensis (BORNEMANN)
acutiangulata (TERQUEM)
aff. incisa (TERQUEM)
aff. metensis (TERQUEM)
Involutina sp.

Auf keinen Fall hat der mancherorts in Übung gekommene Brauch (für die Umgebung des Untersuchungsgebietes: REIS 1911, TRUSHEIM 1930, BÖGEL 1960; dagegen RICHTER 1937!) allgemeine Geltung, nach dem die bunten Radiolarite ohne nähere Prüfung in den "Oberen Jura" gestellt werden, nur weil keine bestimmbaren Fossilien darin vorkommen und damit "Dogger" nicht paläontologisch belegt werden kann. Andererseits zeigt SCHRÖDER (1925, S. 271 f.), daß Teile des Doggers und des Malms in den bayerisch-nordtiroler Kalkalpen tatsächlich fehlen können. Im Untersuchungsgebiet scheint dies aber nicht der Fall zu sein.

Die Obergrenze der Radiolaritgruppe liegt in Parallelisierung mit den in vieler Hinsicht ähnlichen Verhältnissen der Ammergauer Berge (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931) vielleicht im unteren Malm.

2.4 Aptychenschichten

Unter diesem Sammelnamen werden, wie allgemein üblich, Gesteine - vorwiegend Kalke und Mergel - zusammengefaßt, deren hervortretende Besonderheit der Reichtum an Aptychen darstellt, während andere Megafossilien nur sehr selten zu finden sind.

Die Aptychenschichten lassen sich vorzüglich in drei Teile gliedern, nämlich

Grüne Aptychenschichten (oben, "Neokom"),
Biancone-Kalk,
Bunte Aptychenschichten (unten).

Die Dreigliederung wird in der Literatur selten exakt durchgeführt. Oft werden nur "Malm-Aptychenschichten" und "Neokom-Aptychenschichten" getrennt (die nach lithologischen Gesichtspunkten erfolgende Aufteilung entspricht aber durchaus nicht immer der Jura/Kreide-Grenze!). Viele Autoren bezeichnen nur die tieferen Teile (hier "Bunte Aptychenschichten" und "Biancone") als Aptychenschichten oder -kalke, während die jüngeren Partien (hier "Grüne Aptychenschichten") meist einfach als "Neokom" geführt werden.

Eine ähnliche Dreiteilung ist bisher nur von RICHTER (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 66) und JACOBSHAGEN (1961, S. 157) durchgeführt worden (vgl. Tab. 2).

2.41 Bunte Aptychenschichten

Der Name erscheint bereits bei RICHTER (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 66). JACOBSHAGEN (1961, S. 157) schreibt "Bunte Aptychen-Schiefer". In der Umgebung von Ehrwald kann jedoch echte Schieferung nirgends in den zur Frage stehenden Gesteinen beobachtet werden.

Die Bunten Aptychenschichten gehen aus den Radiolariten schrittweise durch Abnahme des Kieselsäuregehalts hervor. Charakteristisch sind rote und rot/grün-, auch rot/weiß-geflammte Kalke und Mergel, die oft knollig und meist gut (cm- bis dm-) gebankt sind. Hornsteinkonkretionen sind nicht selten.

In der Schichtserie wurden gefunden:

Lamellaptychus rectecostatus (PET.) und
Lamellaptychus cf. beyrichi (OPP.).

L. beyrichi kommt erst ab Kimmeridge vor (TRAUTH 1938). Die vermutlich im unteren Malm (vgl. Radiolarit-Serie) einsetzenden Bunten Aptychenschichten reichen also sicher bis zu dieser Stufe. Ihre Mächtigkeit schwankt von 1 m bis etwa 3o m (vgl. S. 52).

2.42 Biancone-Kalk

Über den Bunten Aptychenschichten folgen in fast allen Aufschlüssen bis zu 7o m eines hellgrüngrauen bis fast weißen, an einzelnen Stellen auch weiß/rot gefleckten Kalkes. Von der Oberfläche und von Schichtflächen aus wittert er bis in eine Tiefe von mehreren cm braungelb an. Der dichte, scherbig brechende Kalk zeigt cm- bis dm-Bankung. Stellenweise schalten sich Partien reinweißer dünnplattiger Kalke ein, die sehr an "lithographische Kalke" erinnern (vgl. auch REIS 1911, S. 75). Undeutliche kleine, schwarze Flecken und dunkle Suturen sind nicht selten, ebenso - besonders in unteren Partien - bis zu dm-große Hornsteinlinsen.

U.d.M. erkennt man in einer Grundmasse aus feinstkörnigem Karbonat zahlreiche Querschnitte von Radiolarien und Calpionelliden; zerstreut finden sich winzige, eckige Quarz- und Pyritkörner. Die Radiolarien (überwiegend Spumellarien, selten Nasselarien) sind fast stets karbonatisiert, nur sehr selten von feinkörnigem Quarz ausgefüllt, ein wesentlicher Gegensatz zu den meist kieseligen Radiolarien der Radiolarit-Serie.

Nach dem spärlichen Vorkommen von Aptychen wurde dieses Gestein meist als Aptychenschichten (EDER 1925, NÖTH 1926, LEUCHS 1927, HABER 1934, KLEBELSBERG 1935), Aptychenkalke (AMPFERER 1924, 1932; SPENGLER 1951 b, HUCKRIEDE 1959 a, ULRICH 196o, JACOBSHAGEN 1961) oder Jura-Aptychenkalke (REISER 1922) beschrieben.

Der von der Mehrheit der Autoren verwendete Name "Aptychenkalk" ist nicht ganz eindeutig, da aptychenführende Kalke auch in tieferen und höheren Horizonten ("Bunte" und "Grüne" Aptychenschichten) vorkommen.

RICHTER (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 65; RICHTER 1937) spricht von den hellen Kalken als von Gesteinen, "die dem Biancone der Südalpen makro- und mikroskopisch vollkommen gleichen".

Eine Gegenüberstellung mit den Tessiner und oberitalienischen Bianconeprofilen GRUNAUs (1959) bestätigt die große lithologische Ähnlichkeit der beschriebenen nordalpinen Gesteine mit dem Biancone der Südalpen. Auch stratigraphisch (s.u.) entsprechen sich beide Gesteine recht genau.

Es wird daher vorgeschlagen, für die hellen, dichten, wohlgebankten Kalke, die in den nördlichen Kalkalpen an vielen Stellen zwischen den jurassischen bunten Radiolariten, Kieselkalken und Kalken einerseits und den meist neokomen, grünen Mergelserien andererseits eingeschaltet sind, den Namen "Biancone-Kalk" oder kurz "Biancone" zu verwenden. Eine Übertragung von Gesteinsnamen aus den Südalpen in die Nordalpen oder umgekehrt ist durchaus üblich (z.B. Raibler Schichten, Dachsteinkalk) und hat noch nie zu Mißverständnissen Anlaß gegeben.

Besonders charakteristisch für den Biancone sind Calpionelliden der Arten

Calpionella alpina LORENZ und (seltener)
Calpionella elliptica CADISH.

Diese Vergesellschaftung ist nach GRUNAU (1959) für den Grenzbereich Obertithon/Berrias typisch.

Die Zuordnung der C. alpina zu einer ihrer Unterarten (DOBEN 1962) war wegen der geringen Zahl der untersuchten Schliffe und der relativen Seltenheit von Medianschnitten nicht möglich.

An Megafossilien kommen zerstreut, aber nicht gerade häufig Aptychen vor. Bestimmt werden konnten

Punctaptychus punctatus (VOLTZ) und
Lamellaptychus rectecostatus (PET.).

Wesentlich seltener sind Ammoniten. Im Schutt gefundene Exemplare bestimmte Herr Dr. W. BARTHEL als

Berriasella aus der Gruppe der B.privasensis (PICT.)
und
Berriasella paramacilenta MAZENOT.

Nach den Fossilfunden beginnt der Bianconekalk also im Tithon und reicht bis ins untere Berrias. Seine Mächtigkeit schwankt von o - 7o m.

In Gebieten fehlender Biancone-Kalke (nördlich des Zunderkopfes, S-Seite des Issentalköpfls) beginnt die kalkärmere Fazies der grünen "Neokom-Aptychenschichten" vermutlich schon im Obertithon (vgl. S. 46).

2.43 Grüne Aptychenschichten ("Neokom")

Über dem Biancone bzw., wo dieser fehlt, über Bunten Aptychenschichten folgt eine eintönige, mehrere 1oo m mächtige Serie von Mergeln und tonigen Kalken, für die bisher kein eigener Gesteinsname gebräuchlich war. Sie wurden fast allgemein als "Neokom" beschrieben; RICHTER (1937) verwendet die Bezeichnung "Neokom-Aptychenschichten", JACOBSHAGEN (1961) schreibt "Aptychenmergel".

Die Gesteine dieser Serie können den Allgäuschichten manchmal zum Verwechseln ähnlich werden. Grüne Farbtöne (im Gegensatz zu den meist mehr grauen der Allgäuschichten) sind aber häufig ein recht charakteristisches Unterscheidungsmerkmal. Die nicht seltenen dunklen Flecken wirken fast immer wie "verschmiert", was bei den Flecken der Allgäuschichten kaum vorkommt. Typisch sind die zahlreichen rostroten limonitischen Ausfüllungen von Bohrröhren und Fossilabdrücken. In Zweifelsfällen hilft, wo Megafossilien fehlen, nur das Ausschlämmen von Proben und Auslesen nach Foraminiferen, die meist auch in brauchbaren Exemplaren vorhanden sind.

Häufig ist eine unregelmäßige Wechsellagerung (dm-Bereich) von grünbraunen, fleckigen, tonigen Kalken und grünen braunstichigen Mergeln zu beobachten. Die tiefsten Teile der Serie nehmen oft paketweise rötliche Färbung an. Etwa 60 - 80 m über der Untergrenze sind mehrere dm-mächtige Psammitbänke eingeschaltet, auf deren Schichtflächen nicht selten Pflanzenhäcksel zu finden ist.

Ein Dünnschliff eines solchen Sandsteines zeigt in reichlich karbonatischem Bindemittel eckige Quarzkörner; untergeordnet kommen Plagioklas (ca. An_{25}) und Pyrit, selten Biotit und Muskovit vor.

In der Nähe bedeutender Überschiebungen sind die grünen Aptychenschichten stark verschiefert und eng verfältet. Unmittelbar unter der Wettersteinüberschiebung (s.S. 93) nehmen sie an Festigkeit zu und zeigen bunte Verfärbungen, so daß es oft nicht leicht ist, zu entscheiden, ob zwischen Trias und Neokom ein Span aus Jurakalk ("Bunte Aptychenschichten" und "Biancone") eingeschuppt ist (Lehngraben-Ende) oder ob nur veränderte Neokommergel vorliegen.

An Mikrofossilien bestimmte Herr Dipl.-Geol. J.TH. GROISS aus mehreren Proben die Foraminiferen:

Ammobaculites sp.
Ammodiscus sp.
Gaudryina sp.
Marssonella aff. kummi ZEDLER
Bigenerina sp. (aff. clavellata LOEBL. & TAPPAN)
Nodosaria sp.
Textularia sp.
Dentalina sp. sp.
Lenticulina aff. cultrata (MONTFORT)
crepidularis (ROEMER)
aff. subalata (REUSS)
aff. subangulata (REUSS)
aff. muensteri (ROEMER)
Planularia sp.
Marginulina sp. sp.
Involutina sp.
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
sp.
? Cornuspira sp.
Bolivina aff. textularioides REUSS
Epistomina sp.

Ammoniten und insbesondere Aptychen sind außer einem sehr zerdrückten Seeigel die einzigen Megafossilfunde. Sie stammen großenteils nicht aus dem Anstehenden.

Bei den Aptychen handelt es sich um

Lamellaptychus mortilleti (PICT. et LOR.)
mortilleti longa TRAUTH
Seranonis (COQU.)
didayi (COQU.) und
angula-didayi TRAUTH.

Die Ammoniten bestimmte Herr Dr. W. BARTHEL als

Neocomites sp.
Olcostephanus sp. und
Virgatosphinctes (?) aus der Gruppe des V.(?) transitorius (OPP.)

Aus der Aptychenfauna geht nur hervor, daß sicher Valendis in der Mergel-Serie vertreten ist. Aptychen, die weiter als bis zum Unter-Hauterive reichen, wurden nicht gefunden, ebensowenig solche, die für Berrias oder Oberjura allein typisch wären.

Der wegen der schlechten Erhaltung nur unsicher bestimmbare Virgatosphinctes aus grüngrauen, tonigen Kalken vom SW-Fuß des Issentalköpfls zeigt, daß die "typisch neokomen" Gesteine bei fehlendem Biancone (vgl. S. 44) vielleicht bereits im Obertithon beginnen, oder mit anderen Worten, daß die Einschwemmung feinklastischen Fremdmaterials bereichsweise schon präneokom erfolgte. Die Mächtigkeit der Grünen Aptychenschichten beträgt wahrscheinlich über 300 m.

2.5 Detailprofile der mittel- und oberjurassischen Sedimente

Im folgenden werden einige charakteristische, gut aufgeschlossene Detailprofile durch die "Jungschichten" wiedergegeben, um einen besseren Überblick über die Schichtfolge zu vermitteln.

Detailprofil 1. Lehngraben-Hauptbach

(hangend)	Grüne Aptychenschichten (Neokom):
über 300 m	Grünlichgraue Mergel und Kalke
5 m	rote und grüne dünnschichtige Mergel
	Biancone (Jura/Kreide-Grenzbereich):
65 m	Im cm- bis dm-Bereich gebankte, hellgrünlichgraue bis fast weiße, braungelb anwitternde Kalke, nur sehr selten Hornsteinknauern enthaltend
1 m	Roter Knollenkalk
5 m	Biancone-Kalk wie oben, aber hornsteinreich

	Bunte Aptychenschichten (Malm):
12 m	Im cm-Bereich gebankte, rote bis grüne, knollige, dichte Kalke mit mergeligen, roten Zwischenlagen. Teilweise hornsteinführend; in den obersten Metern nimmt die gelbgrüne Farbe überhand.
2o m	Rote, schwach kieselige, mergelige Kalke mit stärker kieseligen Zwischenlagen. Bankung im 5- bis 1o-cm-Bereich
	Radiolaritgruppe (Mittlerer Dogger bis unterster Malm):
6 m	Schlecht gebankte, abwechselnd rote und gelb- bis graugrüne Radiolarite; darin nahe der Basis Ehrwaldit
3 m	Rot/gelbgrün geflammte, dichte, knollige, teilweise hornsteinführende Kalke. Die Knollen sind von dünnen Brauneisenkrusten überzogen.
2 m	Rote, radiolarienführende Mergel
	Jüngere Allgäuschichten (Unterer Dogger):
o,3 m	Bräunlichgrauer, grobfleckiger toniger Kalk
12 m	Überwiegend Mergel. "Obere jüngere Fleckenmergel".
1o m	Vorwiegend Kalke. "Mittlere jüngere Fleckenmergel"
(liegend)	Kalk- und Mergelbänke im Verhältnis 1 : 1 abwechselnd. Mächtigkeit wegen Aufschlußmangels nicht bestimmbar. "Untere jüngere Fleckenmergel"

Detailprofil 2. <u>Östlich des Marienbergjoches</u>

	Grüne Aptychenschichten (Neokom):
(hangend)	Feinverfältelte, dünnbankige, grüngraue Mergel. Nur 5 m aufgeschlossen; Mächtigkeit sicher wesentlich höher.
	Biancone (Jura/Kreide-Grenzbereich):
8 m	Dm-bankige, grünlichweiße, dichte Kalke mit Tonhäutchen auf Schichtfugen. Stellenweise rötlich gefleckt und hornsteinführend, nach oben in grüngraue Mergel übergehend.
	Bunte Aptychenschichten (Malm):
4 m	Dünnbankige, rote, tonige, etwas flaserige Kalke
	Radiolaritgruppe (Mittlerer Dogger bis unterster Malm):
1 m	Im 5-cm-Bereich gebankter roter Radiolarit
o,5 m	Roter und grüner Radiolarit wechsellagernd
1 m	Im 5-cm-Bereich gebankter grüner Radiolarit
1 m	Rote Mergel
	Allgäuschichten (Mittellias bis Unterdogger):
1 m	Rot/grün-gefleckte tonige Kalke
(liegend)	Bräunlich-graue, dünnbankige Kalke und Mergel. Mächtigkeit nicht bestimmbar; sicher über 5o m

Detailprofil 3. Hochwannenkopf-Nordgrat

	Grüne Aptychenschichten (Neokom):
(hangend)	
über 15o m	Grüngraue Mergel und Kalke
1 m	Rotgrün gescheckte tonige Kalke
	Biancone (Jura/Kreide Grenzbereich):
1 m	Gut gebankter, heller, dichter Kalk
	Bunte Aptychenschichten (Malm):
3 m	Rote, teils knollige Kalke mit dm-mächtigen Zwischenlagen von Bianconekalk.
	Radiolaritgruppe (Mittlerer Dogger bis unterster Malm):
3 m	Rote Hornstein- und Kieselkalke
(liegend)	Allgäuschichten (Mittellias bis Unterdogger):
über 15o m	Graue Kalke und Mergel

2.6 Die "Ehrwaldite" und ihre geologische Stellung

Aus den Hornsteinschichten des Wettersteinsüd- und -westrandes sind seit PICHLER (1866), AMPFERER (19o5 b) und REIS (1911) mehrere Vorkommen eines basischen Ganggesteins bekannt. Die Neukartierungen der letzten Jahre (BÖGEL 1958, ZITZLSPERGER 196o) konnten die Aufschlußzahl wesentlich vermehren; auch im eigenen Kartierungsgebiet wurden neue Vorkommen entdeckt.

Eine eingehende mineralogisch-petrographische Untersuchung des von PICHLER (1875) "Ehrwaldit" benannten Ganggesteins wurde soeben von V. TROMMSDORF in Innsbruck fertiggestellt. Daher soll hier, nach kurzgefaßter Gesteinsbeschreibung, hauptsächlich auf die geologisch-stratigraphische Stellung des Eruptivgesteins eingegangen werden.

Die Bezeichnung "Ehrwaldit" umfaßt mehrere Gesteinstypen. SCHUSTER (REIS 1911, S. 82 f.) unterschied eine "porphyrische" und eine "mandelhaltige" Ausbildungsform. CATHREIN (189o) fand in allen von ihm untersuchten Schliffen weitgehend in Bastit umgewandelte rhombische Pyroxene, während SCHUSTER nur Klinaugite feststellen konnte. Somit scheint eine dritte Art von Ehrwaldit zu existieren. Auch starke Schwankungen im Hornblende- und Biotitgehalt wurden bemerkt. So enthält das "Originalgestein" nach TRÖGER (1935) 15 % Biotit, aber keine Hornblende, die sonst von allen Autoren erwähnt wird. Gemeinsam ist allen Typen das völlige Fehlen von Feldspäten.

Die von mir näher untersuchten Ehrwaldite der Umgebung von Ehrwald (Lehngraben) entsprechen mehr oder weniger der "porphyrischen Ausbildungsform" nach SCHUSTER.

Der primäre Mineralbestand setzt sich im wesentlichen zusammen aus großen Titanaugiten und braunen Hornblenden, zerstreut finden sich - schon weitgehend serpentinisierte - Olivine, Biotitblättchen und Apatitleisten. Das Gestein ist durchstäubt von kleinen Erzkörnern. An Neubildungen finden sich Serpentin und Faserzeolithe, ersterer v.a. aus Olivin, letztere vermutlich aus der nicht mehr wahrnehmbaren Glasbasis entstanden. Auffallend ist die Abwesenheit von Feldspäten.

Die Augite treten in zwei Phasen auf:

1. Mm-große (manchmal bis cm-große), titanreiche Kristalle mit deutlichem Zonar- und Sanduhrbau sowie kräftiger Auslöschungsdispersion;
2. kleinere, oft sternförmig zusammentretende titanärmere Kriställchen mit nur schwachem Violett-Ton und geringer Achsendispersion.

Die unter (1) genannten großen Titanaugite zeigen randlich Korrosionserscheinungen. Sie sind vermutlich in einer früheren Kristallisationsphase entstanden als die gleichzeitig mit den frischen Hornblenden gebildeten, unter (2) beschriebenen Kriställchen.

Im Gebiet westlich des Issentalköpfls konnte der Ehrwaldit an vier Stellen im Radiolarit, wenige Meter über den Allgäuschichten, kartiert werden.

Ein besonders gut aufgeschlossener Lagergang fand sich etwa 1 m unter roten Mergeln der Radiolaritgruppe in den Allgäuschichten südlich des Lehngrabens. Das Vorkommen von Ehrwaldit in Allgäuschichten war bisher unbekannt. Der neu entdeckte, bis zu 2 m mächtige Gang läßt sich auf eine Erstreckung von etwa 80 m schichtkonkordant verfolgen.

Zwei der Aufschlüsse innerhalb der Radiolarite sind etwa quadratmetergroß, sie sind ebenfalls Lagergänge. Die übrigen Vorkommen wurden nur durch Lesesteine nachgewiesen. Erwähnt muß das Auftreten von Ehrwaldit im Jura-Vorkommen des Max-Braun-Stollens (Schachtkopf-Bergbau) werden (AMPFERER & OHNESORGE 1924, S. 23).

Auch östlich des Issentalköpfls findet sich der größte Teil der Ehrwaldite in den tieferen Horizonten der Radiolaritgruppe. Doch beschrieb ZITZLSPERGER (1960) insgesamt 4 Vorkommen im Kontakt mit jüngeren Gesteinen. Stratigraphisch eingeschaltet seien sie am Grat Mitterberg-Hochwanner an der Malm/Neokom-Grenze (1) sowie nördlich des Feldernjöchls im Neokom (2); an tektonischen Grenzen liegen Ehrwaldite nördlich vom Steinernen Hüttl an einer "Liasfleckenmergel/Neokom-Grenze" (3) und einer "Hornsteinschichten/Neokom-Grenze" (4). Diese Beobachtung und die Tatsache, daß die Ehrwalditvorkommen mitverfaltet sind, führten ZITZLSPERGER (1960) und BÖGEL (1960) zum Schluß, daß die Ehrwalditintrusionen postneokom und prä-oberkretazisch stattgefunden haben müßten, also wohl in der höheren Unterkreide. AMPFERER

(19o5,b, S. 555; 1914 a, S. 341) brachte die Ehrwalditintrusionen mit Vertikalbewegungen der "Wettersteinscholle" bzw. Jungschichtenzone in Zusammenhang, die als Zerrungserscheinungen das Aufsteigen des Magmas begünstigt hätten. Auch MUTSCHLECHNER (1954, S. 393 f.) vermutete im Raum zwischen Ehrwald und Schwaz einen Zusammenhang der "magmatischen Tätigkeit mit der Gebirgsbildung".

REIS (1911, S. 82) setzte "eine erste nicht geringe Zusammenfaltung" vor der Intrusion voraus, in der Annahme, die Schmelze sei in die bereits gefältelten und "aufgeblätterten" Hornsteinschichten besonders leicht eingedrungen.

Die eigenen Untersuchungen zeigten nun, daß die Intrusion des Ehrwalds sehr bald nach der Ablagerung seines Nebengesteins stattgefunden haben muß, also jurassischen Alters ist.

Das "postjurassische" Alter der vier angeführten "jungen Ehrwaldite" ZITZLSPERGERs ist keineswegs eindeutig belegbar.

Im Vorkommen (1) liegen - wie eine eigene Begehung zeigte - alle gut aufgeschlossenen Ehrwaldite eindeutig in rotem Radiolarit; an einer - tektonischen! - Grenze zwischen Biancone und Grünen Aptychenschichten finden sich wenige kleine Bröckchen, die, wie ebenfalls auftretende rote Radiolaritbröckchen beweisen, tektonisch aus den Radiolariten eingeschleppt wurden.

Das nur in Murmeltierbauen nachweisbare Vorkommen (2) ist tatsächlich mit neokomen Gesteinen vergesellschaftet. Die unmittelbare Nachbarschaft (wenige m) der großen "Gatterlstörung" (1 km Blattverschiebung) schließt aber eine spätere tektonische Einquetschung nicht aus, zumal der Ehrwaldit nicht im Anstehenden zu beobachten ist. In der streichenden Fortsetzung der Lokalität ist Ehrwaldit-führender, jurassischer Radiolarit aufgeschlossen.

Die Störungen, an denen die Vorkommen (3) und (4) liegen, verlaufen beide schichtparallel. Die dortigen Ehrwaldite können daher ebensogut schichtkonkordante Lagergänge in den Allgäuschichten bzw. Radiolariten vorstellen wie störungsgebundene, postneokome Intrusionen.

Bei der Annahme "syntektonischer" Intrusion (AMPFERER 19o5 b, 1914 a; REIS 1911; MUTSCHLECHNER 1954) bleibt unverständlich, wieso in den überlagernden, sich mechanisch gleich verhaltenden Bianconekalken keine Ehrwaldite zu finden sind. Die einfachste Erklärung hierfür ist, daß die Intrusion vor der Ablagerung dieser Schichten, d.h. vortithonisch erfolgte.

An einem Block im Bett des Lehngrabens konnte intensive Verflaserung und gegenseitige Durchdringung von Ehrwaldit und Nebengestein beobachtet werden. Die Erscheinung ist kaum anders zu erklären als durch die Annahme eines Eindringens des Ehrwaldits in noch wenig verfestigtes, plastisches Sediment. Damit ist wahrscheinlich gemacht, daß die Intrusion kurz nach der Entstehung des Nebengesteins vor sich ging.

Einen weiteren Hinweis auf das jurassische Alter des Ehrwaldits gibt der Dünnschliff eines grüngrauen, fast rein kieseligen Gesteins der Radiolaritgruppe aus dem Lehngrabenbereich: In einer feinkörnig-quarzigen Grundmasse finden sich relativ häufig Pyroxene von wechselndem Erhaltungszustand. Die Kristalle sind in einigen Fällen ziemlich frisch, nur von außen und von Spaltrissen aus durch die quarzige Grundmasse und durch neusprossenden Kalkspat angefressen. Meist sind nur mehr Reste erhalten, die nicht leicht zu identifizieren sind. Die weitgehende Zerstörung der Pyroxene und ihre Verdrängung durch Quarz und Kalzit zeigen, daß sie mit Sicherheit keine diagenetischen Neubildungen sind. Eine normale klastische Zufuhr kommt für die selektive Anreicherung von Pyroxenen hier kaum in Frage. Es liegt daher nahe, für diese Pyroxene vulkanische Herkunft anzunehmen und sie als Anzeichen einer Effusion des augitreichen Ehrwalditmagmas in Form von Kristalltuffen zu deuten.

Eine genaue Altersdatierung ist wegen des Fossilmangels in der Radiolaritgruppe leider nicht möglich, doch dürfte das Alter des pyroxenführenden Gesteins und damit wohl auch das Alter der Ehrwalditintrusion ungefähr im Bereich der Dogger/Malm-Grenze liegen.

DHEIN (1944, S. 193) führt aus "Malm-Aptychenschichten" vom Engelstein bei Marquartstein südlich des Chiemsees ein Tuffitvorkommen an, dessen genaues Alter DOBEN (1962, S. 67) als mitteltithonisch bestimmen konnte. Der "Tuffit vom Engelstein" ist also jünger als der Ehrwaldit. Er bildet aber, da es sich um einen Tuffit, nicht um ein Ganggestein handelt, einen sicheren Beweis für oberflächennahe magmatische Tätigkeit in der nordalpinen oberjurassischen Geosynklinale.

Durch seine zeitliche und räumliche Verknüpfung mit Geosynklinalsedimenten und durch seinen basischen Chemismus ist der Ehrwaldit als Glied des "initialen Magmatismus'" charakterisiert. Er bildet ein Analogon zu den "Ophiolithen" des westalpinen Juras, wenn er auch im Ausmaß mit diesen kaum vergleichbar ist.

2.7 Die paläogeographische Situation während des Juras und der Unterkreide

Zu Beginn des Juras macht sich im Gebiet der "Jungschichtenzone" eine Schwellenregion bemerkbar. Sie äußert sich im unteren Lias durch das Auftreten der Adneter Knollenkalke als Vertretern der Allgäuschichten.

Im weiteren Verlauf des Juras zeichnet sich im Bereich der Jungschichtenzone eine auffällige Mächtigkeitsreduktion der Schichten ab.

Die Mächtigkeit der Allgäuschichten nimmt von mehreren hundert Metern in der Lermooser Mulde über ca. 2oo m im Laitachwald bis zu 1oo m am Issentalköpfl ab. ZITZLSPERGER (196o) nennt vom östlich gelegenen Gebiet 15o - 2oo m.

Besonders gut zu beobachten ist die Abnahme der Mächtigkeiten der Radiolaritgruppe, der Bunten Aptychenschichten und des Bianconekalkes.

In Tafel 9 sind von allen guten Aufschlüssen die Mächtigkeiten dieses Schichtkomplexes in Profilsäulen dargestellt. Faltung und Hauptstörungen wurden rückgeformt, so daß Maßstabstreue - soweit bei den Unsicherheiten in der Rückformung möglich - bezüglich des ursprünglichen Sedimentationsraumes besteht.

Dadurch wird erkennbar, daß im Gebiet der Ehrwalder Alm ein Minimum der Mächtigkeiten der Radiolaritgruppe, der Bunten Aptychenschichten und des Bianconekalkes liegt. Im Extremfall (nördlich des Zundernkopfes) ist diese im Lehngrabengebiet noch über 1oo m mächtige Sedimentfolge auf 5 m zusammengeschrumpft.

Am meisten leidet der Biancone unter der Mächtigkeitsreduzierung. Dies wird verständlich, wenn man sich vergegenwärtigt, daß er durch die Grünen Aptychenschichten vermutlich faziell vertreten werden kann (s.S. 46).

Selbst die relativ hohen Mächtigkeitsziffern im W des Untersuchungsgebietes bleiben hinter den Zahlen weit zurück, die AMPFERER (1924) vom Blatt Lechtal der "Spezialkarte" angibt (bis 3oo m).

Die geringe Mächtigkeit des Mittel- und Oberjuras hält am ganzen Südrand des Wettersteingebirges an, da nach ZITZLSPERGER (196o) der eben besprochene Schichtkomplex zwischen Scharnitzjoch und Feldernjöchl nie mehr als insgesamt 35 m erreicht.

Auch im Westteil der Karwendelmulde (ULRICH 196o) reduziert sich die Mächtigkeit der gesamten Jura-Sedimente auf etwa 4o m.

100 m
50
0
N
110
Lehngraben
65
EHRWALD
20
11
Hoher Kamm
5
27
Ehrwalder Alm
?
>5
8
5
13
Marienbergjoch
21
DIE MÄCHTIGKEITEN
des Biancone-Kalkes
der Bunten Aptychenschichten
und der Radiolarit-Gruppe
in der Umgebung von Ehrwald (Tirol)
ca. 0 1 2 3 km
Tektonik rückgeformt
Die Zahlen an den Säulen bedeuten die Gesamtmächtigkeit in Metern
H. Miller 62

Wir können also festhalten, daß im Bereich der bayerisch-nordtiroler Fazies zwischen Fernpaßsenke und Achensee ein ausgeprägtes Minimum der Juramächtigkeiten im Streichen der Großstrukturen zu bemerken ist; nur die Mächtigkeit des Bianconekalkes nimmt von der Mitte der Karwendelmulde ab nach E wieder stark zu, um am Ostende des Karwendels 800 m zu erreichen (ULRICH 1960).

Am unmittelbaren Ostrand des Ehrwalder Beckens ist auch ein beiderseitiges Absinken der Juramächtigkeiten quer zum Streichen gegen die Mittelachse der "Jungschichtenzone" zu sehr deutlich. Die Erscheinung läßt sich leider nicht weiter nach E verfolgen, da hier die Jungschichtenzone auf ein relativ schmales Band zwischen den Triasklötzen des Wetterstein- und Mieminger Gebirges zusammenschrumpft.

Geringe Sedimentmächtigkeit eines Gebietes inmitten von Bereichen großer Mächtigkeitsentwicklung wird häufig ohne nähere Begründung durch die Annahme einer Schwellenlage des Sedimentationsraumes gedeutet. Eine Mächtigkeitsreduktion kann jedoch grundsätzlich auf verschiedene Ursachen zurückgehen:

1. auf besonders starke submarine Erosion, wie sie in Gebieten kräftiger Meeresströmungen auftritt,
2. auf chemisch-physikalische Bedingungen, die für die Ausfällung chemischer Sedimente ungünstig sind oder ihre Wiederauflösung verursachen,
3. auf mangelnde Zufuhr klastischer und gelöster Stoffe wegen weiter Entfernung des Sedimentationsraumes von der Küste,
4. auf Schwellenlage des Sedimentationsraumes.

Fall (1) kann für den Jura der "Jungschichtenzone" ausgeschieden werden, da Anzeichen für starke Meeresbewegungen fehlen.

Fall (2) und (3) sind unwahrscheinlich, da sich dann wohl ein deutlicher Faziesunterschied zwischen den Gebieten hoher und geringer Mächtigkeit zeigen müßte; dies ist aber nur an der Jura/Kreide-Grenze der Fall, wo die Grünen Aptychenschichten den Bianconekalk stellenweise vertreten können.

Folglich bleibt Fall (4), Schwellenlage des Sedimentationsraumes, als wahrscheinlichste Erklärung für die auffallend geringe Sedimentation übrig.

Die Existenz einer Schwelle im Bereich der "Jungschichtenzone", d.h. eines Gebietes mit relativ zur Umgebung verringerter Meeresbodensenkung, gibt Anlaß zu Betrachtungen über die Ursache ihrer Entstehung und Ausdehnung.

Es fällt nämlich auf, daß die Verbreitung der Ehrwaldite an diese Zone geringer Mächtigkeit gebunden ist.

Es scheint, daß das Schwellengebiet der Jungschichtenzone eine Schwächezone im Streichen der Geosynklinale war, die einem nach dem Aufstieg aus dem Erdmantel innerhalb der Erdkruste weitgehend differenzierten (feldspatfreien!) juvenil-simatischen Magma (vgl. BORCHERT 1960, S. 140) das Aufsteigen bis in die Sedimenthülle, z.T. sogar bis zum Meeresboden ermöglichte. Ob das Aufdringen des Magmenkörpers selbst eine Aufbeulung des Meeresbodens und damit die Schwellenbildung verursachte, wobei an den entstehenden Zugspalten der Ehrwaldit hochstieg, muß Hypothese bleiben.

Auf die möglichen Zusammenhänge zwischen Schwellengebiet und späterer Tektonik wird auf S. 98 kurz eingegangen.

Das starke Zurücktreten klastischer Komponenten im höheren Dogger und im Malm spricht für relativ hohen Abstand des Gebietes vom Festland.

Während im Bereich des Lehngrabens ebenso wie weiter im W (REISER 1922) die Sedimentation reiner Kalke ("Biancone") bis ins Unterberrias andauerte, begann im Bereich Zundernkopf/Issentalköpfl vermutlich schon im Obertithon wieder die Einschwemmung feinklastischen Materials, die zur Bildung der mergelreichen Grünen Aptychenschichten führte. Wie die Einschaltungen von Sandsteinbänken mit Pflanzenhäckseln zeigen, war ihr Sedimentationsraum nicht allzu landfern.

Über die weitere Geschichte des Meeresraumes während der Mittel- und Oberkreide lassen sich keine Angaben machen, da Sedimente aus dieser Zeit nicht erhalten sind.

3. Zur Frage der Herkunft der Kieselsäure in den anisischen und jurassischen Hornsteinkalken

Zu diesem Problem hat letzthin ULRICH (1960) einen Beitrag geliefert. Er nimmt an, daß die Kieselsäure der jurassischen Hornsteinkalke des Karwendels vorwiegend den im Sediment vorhandenen Kieselorganismenresten entstamme. Zufuhr von SiO_2 aus submarinen Thermen lehnt ULRICH für dieses Gebiet ab.

Vom eigenen Untersuchungsgebiet aus gesehen fällt dagegen die Verknüpfung kieselsäurereicher Gesteine mit magmatischen Gesteinen auf.

In der gesamten nordalpinen Trias finden sich SiO_2-reiche Gesteine (Sandsteine selbstverständlich ausgenommen) einzig im Horizont der oberanisischen Tuffe. Im Jura des Wettersteingebirges sind sie im stratigraphischen Bereich der Ehrwaldite und knapp darüber besonders reichlich.

Bei den anisischen Hornsteinkalken läßt sich nicht nur eine altersmäßige Verbindung mit Vulkaniten herstellen. Auch die Intensität der Hornsteinführung ist eindeutig im Bereich größter Tuffmächtigkeiten (Umgebung des Drachenkars) wesentlich größer als in Gebieten, in denen die Tuffe zurücktreten (Igelskar) oder ganz fehlen (Wetterstein-Westwand; hier sind hornsteinführende Kalke ausgesprochen selten!). Der häufig genetische Zusammenhang von Radiolariten und Hornsteinkalken mit basischen Vulkaniten wurde gerade in letzter Zeit immer wieder herausgestellt (WENK 1949, GRUNAU & HÜGI 1957, GRUNAU 1959, BODECHTEL 1960, ĆIRIĆ 1961), wobei aber meist betont wird, daß die juvenil zugeführte Kieselsäure nicht direkt zur Ausfällung kam, sondern nur das Aufblühen der Kieselorganismen begünstigte, die ihrerseits dem Sediment nach ihrem Tode SiO_2 zuführten.

Die "magmatische" Zufuhr der Kieselsäure kann nach WENK (1949) auf zwei Wegen vor sich gehen: 1. Durch Halmyrolyse von Tuffpartikeln und 2. durch Extrusion SiO_2-reicher Restlösungen meist "spilitischer" Magmen. Fall (1) dürfte bei den oberanisischen Hornsteinkalken verwirklicht sein. WENK erwähnt, daß bei Beobachtungen in rezenten Meeren in der Umgebung feinkörniger Tuffe besonders viele kieselige Organismen gefunden worden seien. Die in der Umgebung der anisischen Tuffe häufigen schwarzen, kieseligen Mergel erweisen sich u.d.M. tatsächlich ebenfalls als radiolarienreich. Für die Kieselsäure der jurassischen Sedimente wäre Fall (2) wahrscheinlicher, da Tuffe - abgesehen von den S. 51 beschriebenen Augitresten - fehlen.

Wenn auch das Vorhandensein magmatischer Tätigkeit in der jurassichen Geosynklinale durch die Ehrwalditgänge belegt ist, so ist damit nicht sicher bewiesen, daß alle Kieselsäure wirklich dem Ehrwalditmagmatismus zuzuschreiben ist. GRUNAU (1959), ULRICH (1960) und ĆIRIĆ (1961) haben gezeigt, daß die vom Festland auf exogenem Weg dem Meer zugeführte Kieselsäure durchaus zur Bildung der alpinen Hornsteinkalke ausreichen würde. GRUNAU & HÜGI (1957) stellten mit Hilfe von Spurenelement-Vergleichen (Cr, Ni, Ti) fest, daß zwischen Radiolariten und Ophiolithen in der Aroser Zone Zusammenhänge bestehen. Im Südtessin dagegen, wo keine Ophiolithe bekannt sind, fehlen den Radiolariten die genannten Elemente bis auf Spuren von Ti. Die Autoren schließen daraus im ersten Fall auf Abstammung der Kieselsäure von den Ophiolithen, im zweiten Fall auf ihre Herkunft von festländischen Lösungen. Eine endgültige Entscheidung für die jurassischen kieselsäurereichen Sedimente des Ehrwalder Raumes kann vor der Durchführung entsprechender Reihenuntersuchungen nicht gegeben werden. Jedenfalls ist die enge stratigraphische Bindung der kieselsäurereichen Gesteine des Juras an die Zeit der Ehrwaldit-Intrusion sehr auffällig.

Hornsteine wie Radiolarien (letztere, soweit sie nicht karbonatisiert sind) bestehen in jurassischen Gesteinen zum größeren Teil aus Chalzedon, nur zum geringeren Teil aus feinkörnigem Quarz, in anisischen dagegen fast aus-

schließlich aus grobkörnigem Quarz und nur selten aus Chalzedon. Die Radiolarien der schwarzen tuffnahen Mergel des Anis sind z.B. Einkristalle aus Quarz, während die jurassischen Radiolarien manchmal reine Chalzedon-Sphärolithe darstellen.

In diese Reihe paßt vorzüglich der Befund in einem Dünnschliff eines paläozänen Kieselkalkes aus den Pyrenäen, den mir Herr Dr. A. v. HILLEBRANDT freundlicherweise zur Untersuchung überließ. Hier, in einem alttertiären Gestein, liegt die reich verbreitete Kieselsäure fast ausschließlich in Form von kleinen Chalzedonsphärolithen vor, während Quarzkörner ausgesprochen selten sind.

Daraus könnte geschlossen werden, daß unter den Verhältnissen der Diagenese kalkalpiner Gesteine die Umkristallisation des feinstfaserigen Chalzedons zu Quarzkörnern in der Größe von Radiolarien mehrere Formationen bzw. Hunderte von Jahrmillionen an Zeit benötigt. Dabei wird allerdings vorausgesetzt, daß Hornsteine und Radiolarien auch in den älteren Sedimenten primär durchweg aus Chalzedon bestanden.

4. Quartäre Ablagerungen

Eine ausführliche Besprechung der quartären Ablagerungen der Umgebung des Ehrwalder Beckens wäre sehr umfangreich und würde nicht in den Rahmen dieser Arbeit passen. Die folgenden Ausführungen beschränken sich daher auf eine knappe Darstellung der im Untersuchungsgebiet vorkommenden quartären Sedimente.

Interglaziale Hangschuttbreccien (Riß/Würm-Interglazial) liegen am Südfuß der Mitterspitzen unter der Fernmoräne des Inntalgletschers sowie am Marienbergjoch, wo nach PENCK (1882, S. 245) Gletscherschliffe ihre interglaziale Entstehung beweisen. Das kleine Breccienvorkommen nördlich der Biberwierer Scharte ist nicht sicher datierbar.

Fernmoränen sind v.a. in der Umgebung des Marienbergjoches und am ganzen Rand des Ehrwalder Beckens verbreitet. Südlich von Ehrwald-Oberdorf, etwa bei der Sprungschanze des Ortes, vermischen sie sich mit Lokalmoränen des hochwürmzeitlichen "Gaistalgletschers". Weiter im E sind überhaupt keine kristallinen Geschiebe mehr zu finden. Nur im obersten Brendlekar liegt ein einzelnes Amphibolitgeschiebe, das von einem schmalen Übergreifen des Inntalgletschers über das 2263 m hohe "Törl" zwischen Grünstein und Griesspitzen herrühren muß.

Lokalmoränen der spät- und postglazialen Vorstoßstadien, z.T. mit schönen Wällen, durchziehen alle Kare der Mieminger Berge. Dort sind auch stellenweise Spuren einer Vergletscherung während des vorigen Jahrhunderts vorhanden.

Die relativen Altersdatierungen der spät- und postglazialen Vorstöße durch SENARCLENS-GRANCY (1939) dürften fast durchweg zu niedrig gegriffen sein. Vermutlich gehören die Wälle des Seebenwaldplateaus (SENARCLENS-GRANCY: Daunstadium) dem Gschnitz-Stadium an, die schönen Wälle der mittleren Karstufen dem Daun-Stadium.

Einen Übergang zu fluviatilen Bildungen stellen die wenig umgelagerten kristallinreichen Schotter von Biberwier dar.

Seetone sind im gesamten Ehrwalder Becken verbreitet, aber stets von Schottern überlagert, so daß sie nur in Baugruben sichtbar sind.

Der Südteil Ehrwalds liegt auf Deltaschottern, die in den ehemals das Becken ausfüllenden See sedimentiert wurden.

Fossile, postglaziale Murgänge und Bergstürze ziehen vom Wettersteingebirge und den Mieminger Bergen nach W herab. Sie sind durch ihren Reichtum an großen Blöcken und ihre oft unregelmäßige steilformige Oberfläche von einfachen Bachschuttfächern zu unterscheiden. Bei Biberwier und im Südteil des Beckens ragen die letzten Ausläufer des spätglazialen Fernpaßbergsturzes als steile Hügel auf.

Hangschutt und Blockschutt überkleiden vielerorts die Hänge. In höheren Gebirgslagen (v.a. am Nordfuß des Mieminger Hauptkammes) sind schöne Hangschuttkegel zu beobachten. Am Oberende der "Holzer Wiesen" östlich von Ehrwald liegen postglaziale Hangschuttbreccien, die in der heutigen morphologischen Situation kein schuttlieferndes Hinterland mehr besitzen und z.T. schon wieder randlich von der Erosion (Lehngraben) angefressen werden.

Hangschlipfe sind auf allen tonreichen Gesteinen verbreitet. Sie nehmen oft (südlich der Hofer Kapelle, am Weg zur Coburger Hütte) ausgeprägte, "gletscherähnliche" Formen an. Ebenfalls an tonige Sedimente, aber auch an Moränenablagerungen halten sich anmoorige Stellen. Das zentrale Ehrwald-Lermooser Moos ist heute weitgehend trockengelegt.

Von zahlreichen kleinen Bächlein auf den Wiesen östlich von Ehrwald und nördlich der Bahnstrecke Ehrwald-Lermoos wird ständig Kalksinter abgesetzt, der sich oft konvex über die Sohle der Tälchen wölbt und in seiner Mitte das Rinnsal trägt.

Hervortretende Terrassenränder von postglazialem Alter sind v.a. in der Umgebung von Ehrwald-Unterdorf und an der Loisach entwickelt.

Am Schachtkopf nehmen Bergwerkshalden oft größere Flächen ein.

5. Ältere Ansichten über den Bau des Wetterstein- und Mieminger Gebirges und die Aufgaben einer tektonischen Neubearbeitung

5.1 Allgemeiner Überblick (vgl. hierzu Taf. 1o)

Das Gebiet zwischen Ehrwalder Becken und Seefelder Senke wird von zwei hohen Gebirgskämmen beherrscht, dem Wettersteingebirge im Norden und den Mieminger Bergen im Süden. Sie bestehen im wesentlichen aus Gesteinen der mittleren Trias, die in sich kräftig gefaltet und verschuppt sind. Wichtigster Gipfelbildner ist der Wettersteinkalk.

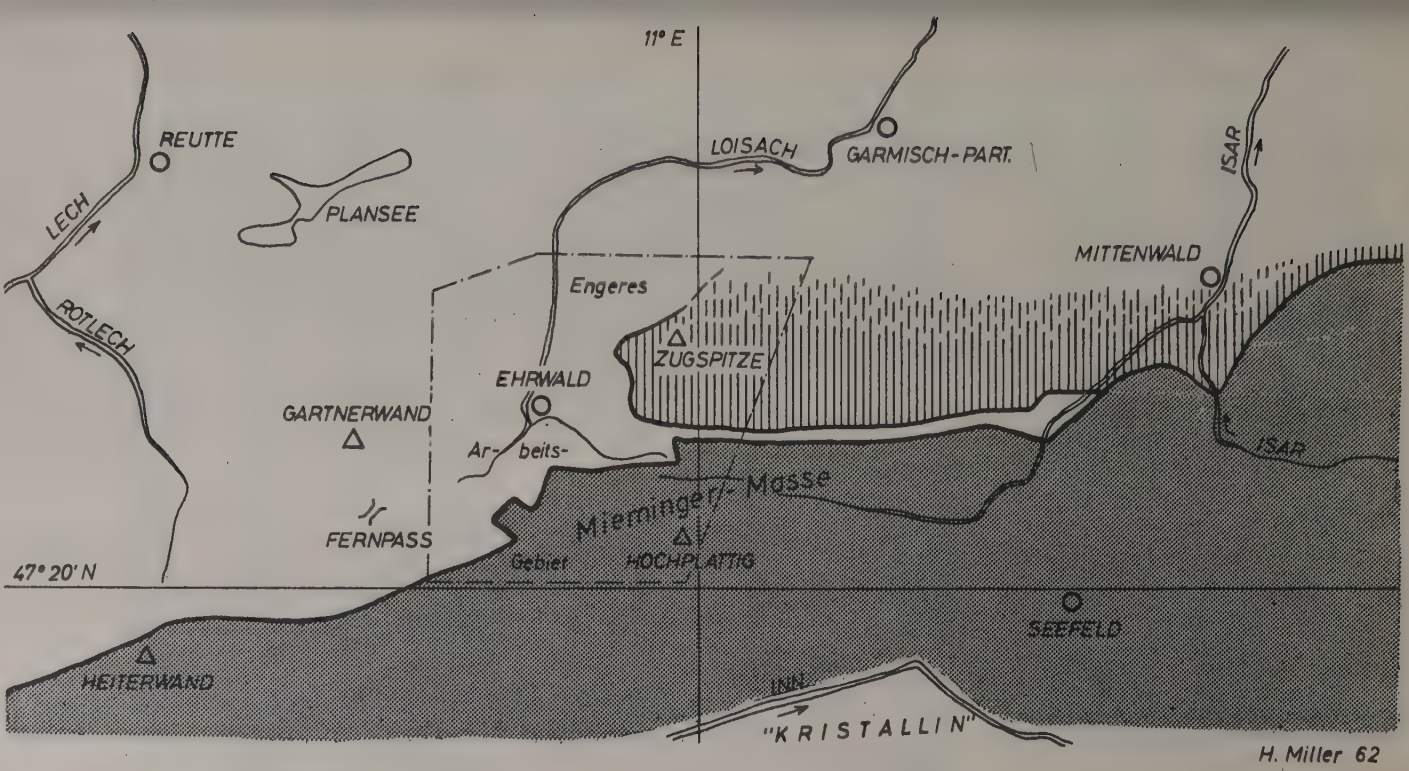
Am Südrand des Wettersteingebirges erstreckt sich in E-W-Richtung ein Streifen junger Schichten (Rät - Neokom), der zwischen den Wettersteinkalk-Klötzen des Wetterstein- und Mieminger Gebirges einen Fremdkörper darstellt. Im Osten verschwindet dieser "Jungschichten-Streifen" beim Erreichen des Leutaschtales unter den Triaskalk-Massen. Jenseits des Tales, im Arnspitz-Stock, scheinen auf den ersten Blick Wetterstein- und Mieminger Gebirge tektonisch zusammenzuhängen. Doch zieht nördlich der Arnspitze eine nordvergente Überschiebung durch den Gebirgsstock, die Wetterstein- und Mieminger Masse deutlich voneinander trennt.

Das zu untersuchende Gebiet kann also in drei Teile gegliedert werden: die Mieminger Masse im S, die Wetterstein-Masse im N und die sogenannte "Jungschichtenzone" zwischen beiden Gebirgsstöcken. Als vierte tektonische Einheit wird die westlich des Ehrwalder Beckens gelegene Lermooser Mulde mit ihrer Umgebung dargestellt, um die Beziehungen des Untersuchungsgebietes zu den Lechtaler Alpen zu klären.

Der sogenannte "Vorbergzug" südlich des Wettersteingebirges, der morphologisch zu diesem Gebirge gehört, ist tektonisch ein Teil der Mieminger Masse und wird zusammen mit den Mieminger Bergen behandelt.

5.2 Die Deutung des Gebirgsbaues durch frühere Autoren

Die vier Teile des Untersuchungsgebietes fanden bisher recht ungleiche Aufmerksamkeit. Insbesondere wurde die Erforschung der Mieminger Berge nach den Arbeiten AMPFERERs (19o2, 19o5 a,b) völlig vernachlässigt. Ein umso



Die großtektonischen Einheiten zwischen Fernpaß und Isartal

0 2 4 6 8 10 km

Lechtal - Einheit

Wetterstein - Masse

Inntal - Einheit

Tafel 10

größeres Interesse fand der Bau des Wettersteingebirges, und zwar speziell die Natur seiner tektonischen Grenze zur "Jungschichtenzone" sowie sein Verhältnis zur Mieminger Masse.

Im Folgenden wird zunächst die Erforschung der einzelnen tektonischen Einheiten kurz skizziert, anschließend werden die Deutungen der verschiedenen Autoren bezüglich der Art der Grenzen zwischen den Einheiten dargelegt.

Die ersten und bisher einzigen Spezialarbeiten über die Geologie der Mieminger Berge stammen von AMPFERER (1902, 1905 a,b). Er hatte als charakteristisch herausgestellt, daß diese morphologisch geschlossene Gebirgsgruppe im wesentlichen "einen großartigen, gegen Westen zu breiten Gewölbekeil" darstellt, "dessen Scheitelzone, ebenfalls keilförmig gegen Westen sich verbreitend, eingesunken ist" (AMPFERER 1905 a, S. 174).

LEUCHS (1927) und HABER (1934) übernahmen die Ansicht AMPFERERs vom "im First zerbrochenen Sattel". M. RICHTER (1930, S. 35) fand zwei Spezialsättel; er betrachtete wie HABER die Mieminger Berge als "Deckensattel" der "Inntaldecke" (M. RICHTER 1937, S. 93), in dessen Kern in kleinen Fenstern Hauptdolomit und Raibler Schichten der "Lechtaldecke" auftreten.

Während die Mieminger Berge trotz ihrer reichen geologischen Formenfülle seit AMPFERERs Erstbearbeitung nicht mehr näherer Forschungen gewürdigt wurden, bildete das Wettersteingebirge vom Erscheinen der Karte von REIS & PFAFF im Jahre 1911 an ständig einen Mittelpunkt des Interesses der Alpengeologen.

Mit der Erforschung des Internbaues des Wettersteingebirges befaßten sich besonders REIS (1911), AMPFERER (1912), v. LOESCH (1915), MYLIUS (1916), LEUCHS (1924, 1935), in jüngerer Zeit VIDAL (1953), KRUMM (1957), VACHE (1960) und der Verfasser (1960).

REIS (1911) und AMPFERER (1912) waren noch der Ansicht, der Wettersteinkalk fehle im N des Gebietes zwischen Partnachschichten und Raibler Schichten auf Grund weiter Überschiebungen. Seit MYLIUS (1916) das primär sedimentäre Ausfallen der Kalkfazies des Ladins im Gebiet von Wamberg-Waldeck erkannt hatte, waren sich alle Autoren darüber einig, daß das Wettersteingebirge im N mit seinem Vorland fest verbunden sei und intern einen nur relativ geringfügig durch Bruchstrukturen gestörten Faltenbau zeige. Nur HABER (1934) suchte eine durchgreifende tektonische Linie, nämlich die Grenze der "Inntal-Decke", innerhalb des Gebirges.

Mit der tektonischen Untersuchung der "Jungschichtenzone" befaßten sich vor allem AMPFERER (1905 b), MYLIUS (1914 a) und neuerdings BÖGEL (1958) und ZITZLSPERGER (1960).

Der Westrand des Ehrwalder Beckens fand bisher kaum geologisches Interesse, da sein großzügiger Faltenbau offenkundig war.

Das eigentliche geologische Problem des Untersuchungsgebietes bildete seit jeher die Frage nach der Art der Grenze zwischen Mieminger Gebirge und Jungschichtenzone, sowie nach der tektonischen Stellung des Wettersteingebirges zu diesen Einheiten.

Die große Zahl von Veröffentlichungen, in denen mehr oder weniger ausführlich dieser Fragenkomplex eine Rolle spielt, zwingt dazu, die Ansichten der verschiedenen Autoren im Rahmen gewisser Schemata darzulegen.

Das einfachste Schema bildet die Annahme einer grabenartigen Absenkung der Jungschichtenzone an Verwerfungen gegenüber den Mieminger Bergen (bzw. dem Vorbergzug) und dem Wettersteingebirge.

AMPFERER hatte sich 1905 (a,b) diese Vorstellung zu eigen gemacht, als deren geistiger Urheber insbesondere ROTHPLETZ (1888, 1894) zu gelten hat. AMPFERER schrieb (1905 b, S. 554): "Die Deutung der Zone junger Schichten als Versenkungsstreifen zwischen gehobenen Schichtgebieten reicht vollständig zur Erklärung der Lagerungsformen hin". In neuerer Zeit sprach sich v. BEMMELEN (1960, S. 489) für eine "grabenartige Einsenkung" der Jungschichtenzone aus.

Die Erkenntnis der Existenz weitreichender Überschiebungen innerhalb der Ostalpen führte auch im uns interessierenden Gebiet zur Annahme einer S - N-gerichteten Überschiebung der Mieminger Masse auf die Jungschichtenzone.

Verfechter dieser These waren AMPFERER & HAMMER (1911), AMPFERER (1912, 1914, 1931), KOBER (1921), SCHLAGINTWEIT (1912 a,b), MYLIUS (1914 a, 1915, 1916), HABER (1934), KLEBELSBERG (1935), M. RICHTER (1930, 1937, 1950), SPENGLER (1951 a) und HEISSEL (1958).

AMPFERER gliederte 1912 die Mieminger Masse seiner "Inntaldecke" ein, zu der sie weiterhin von allen Anhängern der Deckenlehre gerechnet wird.

LEUCHS (1927) vermutete eine Überschiebung der Mieminger Masse auf die Jungschichtenzone in SE - NW-Richtung. v.LOESCH (1915) nahm dagegen einen 16 km weiten W-Schub der Mieminger Masse an.

BEURLEN verfocht 1944 die Meinung, daß die Mieminger Masse an die Jungschichtenzone nur angepreßt, die tektonische Grenze also nur lokaler Natur sei.

In neuerer Zeit mehren sich die Stimmen, die für einen lückenlosen stratigraphischen Übergang zwischen Vorbergzug und Jungschichtenzone sprechen, also überhaupt keine tektonische Grenze zwischen Mieminger Masse und Jungschichtenzone sehen (KRAUS 1936, 1956 b; KOCKEL 1956, ZITZLSPERGER 1960).

Die Literatur über die Art der Grenze zwischen Wetterstein-Masse und Jungschichtenzone ist noch weit umfangreicher als die über das Verhältnis der Mieminger Masse zur Jungschichtenzone.

Der scheinbare tektonische Zusammenhang der Wetterstein-Masse mit der Mieminger Masse im Arnspitz-Stock bewog eine Reihe von Autoren, das Wetterstein-Gebirge zur "Inntal-Decke" zu rechnen und die Jungschichtenzone als Fenster in einem "Deckensattel" der Inntal-Decke zu betrachten. SCHLAGINTWEIT (1912 a,b), KOBER (1921, S. 12o), M. RICHTER (193o, 1937, 195o), HABER (1934) und zeitweise auch AMPFERER (1928, S. 255; 1944, S. 37) waren dieser Ansicht.

Im Gegensatz dazu stellte sich die Mehrzahl der Autoren, indem sie die schon GÜMBEL (1861) bekannte Überlagerung der Jungschichten der Schneefernerkopf-Westflanke durch die Trias der Wetterstein-Masse auf eine E - W-gerichtete Überschiebung der Wetterstein-Masse auf die Jungschichten des Ehrwalder Beckens zurückführten.

Als Vertreter dieser Ansicht sind zu nennen REIS (1911), AMPFERER & HAMMER (1911), AMPFERER (1912, 1914 a, 1931), MYLIUS (1914 a, 1916), v. LOESCH (1915), LEUCHS (1924, 1927, 193o, 1935), BODEN (193o), KNAUER (1933), HABER (1934), BEURLEN (1944), SPENGLER (1951 b, S. 345), VIDAL (1953), KRAUS 1956 b), HEISSEL (1958), BÖGEL (196o).

HABER (1934) nahm eine jüngere Westbewegung des ursprünglich aus S ("Inntal-Decke") stammenden Wetterstein-Gebirges an.

Eine Überschiebung des Wettersteingebirges auf die Jungschichtenzone von N nach S vertrat besonders MYLIUS (1914 a, 1915, 1916). SPENGLER (1951 a, S. 2o1) und M. RICHTER (RICHTER & SCHÖNENBERG 1955, S. 79) schlossen sich in jüngerer Zeit dieser Auffassung an, ohne ihre Meinungsänderung näher zu begründen.

Auch in der Beantwortung der Frage nach der Westfortsetzung der Jungschichtenzone bzw. der Ostfortsetzung der Lermooser Mulde waren sich die Autoren bisher nicht einig.

AMPFERER (19o5 a, S. 122; 19o5 b, S. 559; 1931, S. 32), SCHLAGINTWEIT (1912 a, S. 88) und MYLIUS (1914 a, S. 46o) sahen in der Jungschichtenzone die streichende Fortsetzung der Lermooser Mulde. Zeitweise war AMPFERER der Ansicht, die Jungschichtenzone des Wetterstein-Südrandes setze sich im W in den Jungschichten nördlich von Wannig und Heiterwand fort (AMPFERER 1914 a, S. 342; AMPFERER & OHNESORGE 1924, S. 3). HEISSEL (1958, S. 116) glaubt, daß die Lermooser Mulde und der Jungschichtenzug nördlich des Wannigs sich um den abtauchenden Sattel Loreakopf - Grubigstein unter dem Ehrwalder Becken "bogenförmig" schließen. LEUCHS (1927, S. 137) betrachtete die Reintalmulde des Wettersteingebirges als Ostfortsetzung der Lermooser Mulde.

Über die Ostfortsetzung der Jungschichtenzone jenseits des Leutaschtales wurde bisher wenig diskutiert. Für die meisten Autoren war es selbstverständlich, daß die "Zone junger Schichten" vom Leutaschtal ab nach Osten von der Trias der Mieminger Masse (= "Inntal-Decke") tektonisch vollständig überwältigt wurde und nur in einzelnen Schubfetzen beiderseits des Isartales nach E ins Karwendel verfolgt werden kann.

5.3 Problemstellung

Nach der Darlegung der bisher erfolgten, widersprüchlichen Deutungen des Gebirgsbaues ergeben sich für die Neuuntersuchung folgende Fragestellungen:

1. Sind Wetterstein- und Mieminger Gebirge in größerem Ausmaß über jüngere Schichten überschoben worden oder ist die Jungschichtenzone im wesentlichen ein einfacher Grabenbruch?

2. Wenn Überschiebungen stattgefunden haben, bilden dann Wetterstein- und Mieminger Masse eine einheitliche Schubmasse ("Inntal-Einheit"), mit anderen Worten, ist die Jungschichtenzone ein echtes tektonisches Fenster?

3. Wenn Wetterstein- und Mieminger Gebirge tektonisch nicht zusammenhängen, aus welcher Richtung fand dann die Überschiebung des Wettersteingebirges statt? Welche Rolle spielten bei der Überschiebungstektonik E - W-Bewegungen?

4. Welche Beziehungen bestehen zwischen der Jungschichtenzone und der Lermooser Mulde?

5. Welche Folgerungen ergeben sich aus den gewonnenen Erkenntnissen für den gesamten Ablauf der gebirgsbildenden Vorgänge?

Die Beantwortung der angedeuteten Fragestellungen muß jedoch zunächst hinter einer Beschreibung des Internbaues der einzelnen tektonischen Einheiten zurücktreten.

Die älteren Arbeiten über die Strukturzusammenhänge im Bereich des Wetterstein- und Mieminger Gebirges hatten sich bisher meist darauf beschränkt, einerseits mit Hilfe der vorhandenen Karten großräumige Strukturelemente zu verfolgen, andererseits durch Detailuntersuchungen an einzelnen Aufschlüssen Material für eine Deutung des Gebirgsbaues zu sammeln. Unterblieben war (seit den ersten, nun schon über 50 Jahre zu-

rückliegenden Arbeiten von AMPFERER und REIS) eine großmaßstäbliche Kartierung mit besonderer Berücksichtigung tektonischer Elemente sowie eine flächenmäßige Erfassung der tektonischen Daten mit Hilfe gefügekundlicher Methoden.

Zur Durchführung der gefügekundlichen Analyse wurden die Pole sämtlicher eingemessenen Schichtflächen bereichsweise mit den gemessenen Kleinfaltenachsen desselben Bereichs in Diagrammen zusammengefaßt.

SANDER (1948, S. 132) folgend werden nur solche tektonische Elemente als B-Achsen bezeichnet, die im Aufschluß als Lote auf die Symmetrieebene des Gefüges tatsächlich erkennbar sind. Praktisch bedeutet dies, daß nur Kleinfaltenachsen mit unmittelbar oder durch Konstruktion aus Einzelmessungen ermittelbaren Achsen in den Diagrammen als "B-Achsen" erscheinen.

Die aus sämtlichen Schichtmessungen eines Bereiches ohne Rücksicht auf Zugehörigkeit zu erkennbaren Falten ermittelten Achsen wurden dagegen als ß-Achsen bezeichnet. Das Zusammentreffen von B-Achsen mit der ß-Achse eines bestimmten Bereiches beweist im allgemeinen, daß die jeweilige ß-Achse dem gleichen Beanspruchungsplan angehört wie die unmittelbar beobachtbaren B-Achsen und daher mit ihnen identisch ist.

Erst auf Grund solchermaßen gewonnener Unterlagen kann daran gedacht werden, eine befriedigende und fundierte Deutung des komplizierten Baustils des Wetterstein- und Mieminger Gebirges zu geben.

5.4 Zur Nomenklatur nordalpiner tektonischer Einheiten

Ausgehend u.a. vom Raum des Wetterstein- und Mieminger Gebirges wurde in den letzten Jahrzehnten als eines der wesentlichsten Probleme der Alpengeologie immer wieder die Frage diskutiert, ob in den nördlichen Kalkalpen Deckenstrukturen vorhanden sind, bzw. wo im Raum unseres Untersuchungsgebietes die Grenzen der kalkalpinen "Decken" verlaufen.

Im speziellen handelt es sich im Gebiet östlich Ehrwalds um die Frage nach der Existenz einer "Inntal-Decke" sowie um den Verlauf ihres Nordrandes.

Nach der Definition AMPFERERs (1912, S. 203 und 205) zieht der Nordrand der Inntal-Decke vom Nordfuß der Heiterwand herkommend am Nordfuß des Wannigs, des Zundernkopfes und des Vorbergzuges entlang nach E ins Karwendelgebirge. Das Wettersteingebirge stellten AMPFERER (1912, S. 210) und mit ihm die meisten Vertreter einer Deckengliederung der nördlichen Kalkalpen zur "Lechtal-Decke" und betrachteten es als höher gehobenes und nach W geschobenes Stück dieser Einheit. Nur SCHLAGINTWEIT (1912 a,b), KOBER (1921), M. RICHTER (1930, 1937, 1950), HABER (1934) und in späteren Jahren AMPFERER (1928, 1944) bezogen das Wettersteingebirge der Inntal-Decke ein.

In den letzten Jahren wurden in zunehmendem Maße die Ansichten LEUCHS' (1927) und BODENs (1930) wieder bestätigt, die die Existenz von "Decken"

innerhalb der nördlichen Kalkalpen stets abgelehnt hatten. Es seien die Arbeiten von BEURLEN (1944), M. RICHTER & SCHÖNENBERG (1955), KOCKEL (1956), HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN (1958) und ZEIL (1959) genannt.

Es muß in diesem Zusammenhang zunächst klargestellt werden, was unter einer "Decke" verstanden werden soll. Ich möchte hier nur zwei der neuesten Definitionen anführen. HEISSEL (1958, S. 124) versteht unter einer Decke eine "größere, auf fremdem Untergrund durch Auf- oder Unterschiebung vorgeschobene Schichtplatte, unabhängig von der stets hypothetisch bleibenden wahren Transportweite". ZEIL (1959, S. 84) dagegen definiert: "Eine Decke ist ein tektonisches Element, das zu einem bedeutenden Teil oder ganz von seinem ursprünglichen Entstehungsraum losgelöst ist und eine fremdartige Unterlage bedeckt. Fazies, Alter und Baustil sind weitgehend verschieden, die ursprünglichen Ablagerungs-Räume waren getrennt. Eine weitreichende Überschiebung muß bewiesen werden."

Diesen beiden Begriffsbestimmungen der "Decke" entsprechen in der Natur zwei verschiedene Dinge. Die von ZEIL geforderte Trennung der ursprünglichen Ablagerungsräume und Loslösung der Decke von ihrem ursprünglichen Entstehungsraum trifft in den Ostalpen streng nur für "Decken" vom Wesen der Flysch-Helvetikum-Überschiebung oder für Ferndecken im Sinne etwa einer "oberostalpinen" oder "unterostalpinen" Decke zu. Nach der Definition HEISSELs wäre dagegen schon eine unbezweifelbar lokale Überschiebung innerhalb der "Ferndecken" wie etwa die des Wettersteingebirges als Decke anzusprechen. Die Problematik alpiner Ferndecken ist völlig anders geartet als die Frage, ob und wieweit in verschiedenen Gebieten etwa die "Inntaldecke" der "Lechtaldecke" aufgeschoben ist. Ein Beibehalten des Namens "Decke" auch für Schubmassen geringer Überschiebungsweite und nachweisbarer seitlicher Verankerung nach dem Vorschlag von KRAUS (1956 a, S. 437) und KÜPPER (1956, S. 228) halte ich daher nicht für angebracht. Es wäre der Klarheit dienlich, den Namen "Decke" auf tektonische Elemente im Sinne ZEILs zu beschränken, da seine Definition der klassischen in den Westalpen entstandenen Deckenauffassung am ehesten entspricht.

Bezüglich der Nomenklatur nordalpiner Gebirgsteile bin ich der Meinung, man könne die von AMPFERER (1912, S. 203, 205, 210; AMPFERER & HAMMER 1911) klar auf regionaler Basis definierten Bezeichnungen für den Raum der nordtiroler Kalkalpen vorläufig beibehalten, sofern man den Begriff "-Decke" durch den Ausdruck "-Einheit" ersetzt. Die Namen "Inntal-Einheit" und "Lechtal-Einheit" entsprechen dem geologischen Befund, daß solche "einheit-

lich gebaute" Gebirgsteile in den bayerisch-nordtiroler Kalkalpen tatsächlich vielerorts großtektonisch begrenzt sind und damit unterschieden werden können.

Die Gliederung der nördlichen Kalkalpen in "bajuwarische" und "tirolische" Einheiten nach HAHN (1912) ist westlich des Achensees nicht so gut brauchbar wie die Gliederung in Allgäu-, Lechtal- und Inntal-Einheit. Auch hat für diesen Raum AMPFERERs Gliederung die Priorität - sofern es überhaupt zweckmäßig ist, auf tektonischem Gebiet Prioritätsregeln zu beachten - und nicht die Einteilung HAHNs, wie ZEIL (1959, S. 78) meint. Letztere erschien nämlich im gleichen Jahrgang der Verh. geol. R.-A. (1912), aber fünf Nummern nach dem Aufsatz AMPFERERs, in dem dieser Lechtal- und Inntal-"Decke" ausdrücklich definierte.

Was die Existenz von kalkalpinen Decken so unglaubwürdig machte, nämlich die Tatsache, daß beinahe jeder Autor eine andere "Deckengrenze" suchte und fand (vgl. ZEIL 1959, Abb. 4), ist durch die neutrale, aber dafür auch widerspruchslose Bezeichnung "Einheit" nicht mehr aktuell. M.E. ist auch die Wiedereinführung des Ausdruckes "Schubmasse" (ROTHPLETZ 1905) nicht empfehlenswert, da es eben zu viele Stellen gibt, an denen die nordalpinen Einheiten überschiebungsfrei zusammenhängen (MYLIUS 1914 a,b; M. RICHTER & SCHÖNENBERG 1955, HAMANN & KOCKEL 1957, HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN 1958, ZEIL 1959, JACOBSHAGEN 1961). Unter "Schubmasse" würde man sich immer ein einheitlich überschobenes Gesteinspaket vorstellen.

6. Der innere Bau der großtektonischen Einheiten

6.1 Die Mieminger Masse

6.11 Die Großstrukturen der Mieminger Berge

6.11o Vorbemerkungen und allgemeiner Überblick

Ich schicke der Einzeldarstellung des nicht unkomplizierten Internbaues der Mieminger Berge eine Bemerkung zur Nomenklatur voraus: Eine zur Gliederung benutzbare Folge mehrerer Falten findet sich nur im Westen des Gebirges. Dagegen lassen sich drei bedeutende, spitzwinklig zum Generalstreichen verlaufende Aufschiebungslinien weithin durch das Gebirge verfolgen; sie werden der Übersichtlichkeit halber von S nach N als "A", "B" und "C" benannt. Dadurch wird die Überladung der Nomenklatur mit Lokalnamen vermieden, die den Leser, dem das Gebiet nicht vertraut ist, mehr verwirren als aufklären. Auf der Übersichtskarte (Beilage 1) und auf der Profiltafel (Beilage 2) werden die Überschiebungen gleichermaßen mit den Buchstaben A, B und C bezeichnet.

Für die nicht selten auftretenden, schräg zum Streichen in SSE - NNW-Richtung verlaufenden Blattverschiebungen wird im Anschluß an KOCKEL, RICHTER & STEINMANN (1931, S. 182 ff.) der Name "Ammerstörungen" verwendet. Entsprechend werden die oft sehr bedeutenden Störungen der SSW - NNE-Richtung "Loisachstörungen" genannt (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S.185 ff.).

Das kleinmaßstäbliche Kartenbild zeigt unverkennbar, daß die Mieminger Berge im ganzen gesehen einen weitgespannten Sattel mit Hauptdolomit an den Flü-

geln und Mitteltrias-Kalken im Kern bilden. Der Scheitel dieses Sattels, der im folgenden als "Großgewölbe" der Mieminger Berge bezeichnet wird, ist in mehrere Teilfalten zerlegt, die gegen E zu in immer stärkerem Ausmaß an Längsstörungen tektonisch unterdrückt werden.

Im SW der Mieminger Berge, im Wannig-Kamm, ist nur der Südflügel des Großgewölbes erhalten geblieben, sein Scheitel und sein Nordflügel, die wahrscheinlich über jüngere Schichten überschoben waren (vgl. S. 90), sind der Erosion anheim gefallen.

Zwischen Marienbergjoch und Zundernkopf - am Westrand der eigentlichen Mieminger Berge - ist eine dreifache Sattel-Mulden-Folge innerhalb des Scheitels des Großgewölbes festzustellen. Wie die später zu besprechenden Profile über die gute Aufschlüsse bietenden nördlichen Seitenkämme des Mieminger Hauptkammes zeigen, werden diese Internfalten des Großgewölbes nach E zu in immer stärker werdendem Ausmaß an den schon erwähnten Längsstörungen ("A", "B", "C") tektonisch unterdrückt, bis vom Breitenkopf ab nur mehr ein einziges, einheitliches Gewölbe zu existieren scheint.

Nur der südliche Teilsattel ist wenigstens vom Grünstein bis zum Igelskopf nach E zu verfolgen. Die südliche Teilmulde ist nur auf der Strecke vom Schartenschrofen (südlich der Biberwierer Scharte) bis ins Brendlekar erhalten, alle nördlich davon gelegenen Teilfalten des Marienbergjoch-Zundernkopf-Profiles (s.S. 68) werden schon zwischen Sonnenspitze und Vorderem Tajakopf durch die Längsstörungen "B" und "C" weitgehend eliminiert.

Störung "A", die meist eine ausgeprägte Verschuppungszone darstellt, streicht 70° und fällt steil nach S ein. Störung "C" streicht 110° und fällt mit durchschnittlich 45° nach S. Störung "B" dagegen, die ebenfalls 110° streicht, zeigt ein gerade umgekehrtes, mittelsteil nach N gerichtetes Einfallen.

Es sei in diesem Zusammenhang schon darauf hingewiesen, daß auch die sogenannte "Gaistalmulde", die die Mieminger Berge im N begleiten soll, nur am äußersten Westrand der Mieminger Berge, nämlich zwischen Sonnenspitze und Zundernkopf, als echte Mulde ausgebildet ist. Weiter im E ist längs des Gaistales nur eine vorübergehende Verflachung im Nordflügel des Mieminger Großgewölbes festzustellen. Der "Vorbergzug" im N des Gaistales ist, tektonisch gesehen, ein an senkrechten Brüchen abgetrennter Teil des Nordflügels des Mieminger Großgewölbes.

Die wichtigsten Details des Internbaues der Mieminger Berge werden auf den folgenden Seiten an Hand der beigegebenen Profile (Beil. 2) im einzelnen beschrieben.

6.111 Der Wannig-Handschuhspitzen-Kamm (vgl. Beil. 2, Profil 1o)

Im W brechen die Mieminger Berge mit steilen Wänden in die Fernpaßsenke ab; nur ein schmaler Zug von mitteltriassischen Gesteinen leitet als Wannig-Handschuhspitzen-Grat in die Lechtaler Alpen (Heiterwand) über.

Dieser Triaszug bildet den mittelsteil S-fallenden, ENE-streichenden Südflügel des Großgewölbes der Mieminger Berge. Im N grenzt er an einer ca. 75°-streichenden, 80° S-fallenden Störungsfläche an Jura- und Kreideschichten. Sehr ähnliche Lagerungsverhältnisse sind aus dem Heiterwand-Gebiet, in WSW-Fortsetzung des Wannig-Kammes, bekannt, so daß eine Verknüpfung der beiden Bauteile berechtigt erscheint.

E - W- und SE - NW-streichende Störungen, die nur an der Hauptdolomit/Raibler- bzw. Raibler/Wettersteinkalk-Grenze deutlich werden, zerlegen das Schichtpaket in Schollen; großtektonische Bedeutung kommt ihnen nicht zu. Die Mergel und Sandsteine der Raibler Schichten sind fast stets tektonisch eliminiert.

An der in diesem Gebiet am E-Hang der östlichsten Handschuhspitze durch unvermitteltes Auftauchen von Reichenhaller Dolomit zwischen Wettersteinkalk nachgewiesenen Längsstörung "A" haben sich dagegen größere Bewegungen abgespielt. Die Störungszone, an der die Reichenhaller Dolomite emporgeschleppt wurden, streicht ENE und fällt steil nach S ein. Auf die gleiche Störungszone ist auch die Mächtigkeitsverringerung des Wettersteinkalkes gegen das Marienbergjoch hin zurückzuführen. Er erreicht dort nur wenig über 2oo m.

6.112 Das Profil Marienbergjoch-Zundernkopf (vgl. Taf. 11 und Beil. 2, Profil 9)

Am Marienbergjoch ändert sich unvermittelt die tektonische Situation. Ein letzter größerer Aufschluß von Jura-Kreide-Gesteinen findet sich noch knapp nördlich des breiten Joches. Von hier ab springt das Hochgebirge mit einer an den Südflügel des Mieminger Großgewölbes anschließenden mehrfachen Faltenfolge aus Triasgesteinen 3 km weit nach N vor und überwältigt tektonisch die Jura-Kreide-Schichten des Wannig-Nordfußes. Erst am Nordfuß des Zundernkopfes, oberhalb von Ehrwald, tauchen wieder jüngere Schichten auf.

Wannig-Kamm und Hauptkamm werden durch eine SE - NW-streichende Blattverschiebung getrennt, an der der Hauptkamm gegenüber dem Wannig-Kamm um 7oo m nach SE zurückspringt. Richtung und Betrag der Verschiebung gehen aus der Lage der Hauptdolomit/Raibler/Wettersteinkalk-Grenze bzw. der Wetterstein-

kalk/Aniskalk-Grenze beiderseits der Störung einwandfrei hervor. LEUCHS (1927, S. 131) hat demnach nicht recht, wenn er am Marienbergjoch eine Querverschiebung von 2,5 km in gerade umgekehrter Richtung postuliert.

Zwischen Marienbergjoch und Zundernkopf tritt im Querprofil eine dreifache Sattel-Mulden-Folge klar hervor:

Gestörter Sattel im Gebiet des Marienbergjoches ("südlicher Teilsattel")

Mulde am Schartenschrofen ("südliche Teilmulde")

Sattel an der Biberwierer Scharte, der von einer südvergenten Aufschiebung ("B") zerrissen wird ("mittlerer Teilsattel")

Mulde am Südgrat der Sonnenspitze mit nordvergenter Aufschiebung ("C") im Kern ("mittlere Teilmulde")

Sattel im Bereich der Sonnenspitze ("nördlicher Teilsattel")

Mulde im Zundernkopf-Plateau ("nördliche Teilmulde")

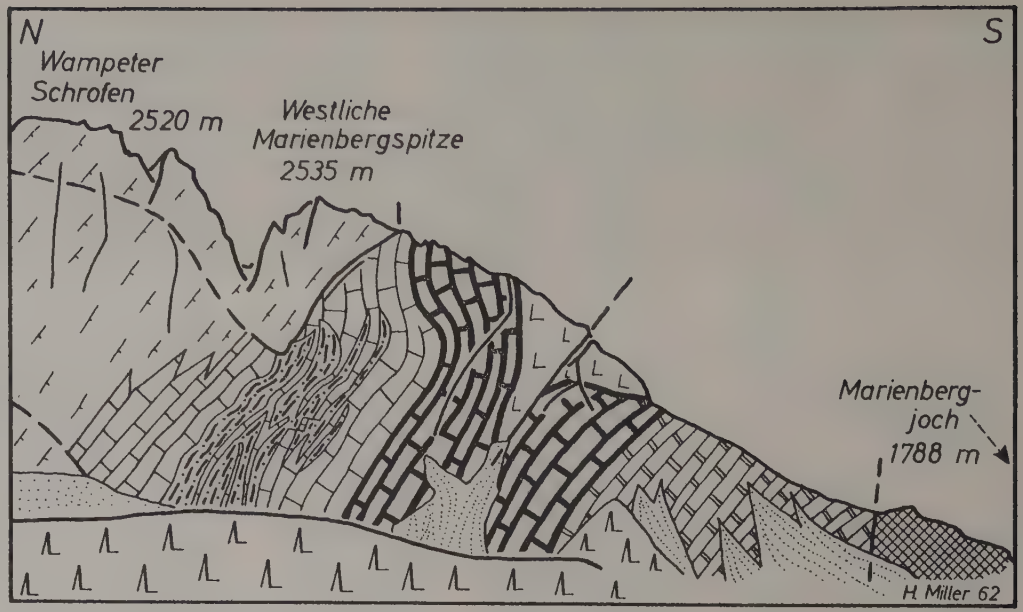
Nicht jede dieser Teilfalten des Mieminger Großgewölbes ist im Gelände und auf der Karte auf den ersten Blick zu erkennen, da der Wettersteinkalk am Westrand der Mieminger Berge großenteils ungebankt ist. Einzelne Schichtmessungen und - wenn bei saiger stehenden Schichten Unklarheit über die ursprüngliche Lagerung der Schichten herrschte - das Durchsehen von Anschliffen nach geopetalen Gefügen halfen aber im Zweifelsfall den Faltenbau zu konstruieren.

Die südvergente, etwa 110°-streichende Aufschiebung "B" verläuft im Profil 9 durch die Biberwierer Scharte, wo sie Reichenhaller Schichten (im N) von oberem Wettersteinkalk (im S) trennt. Die nordvergente Aufschiebung "C", die weiter im E große Bedeutung gewinnt, konnte im betrachteten Profil erst im Luftbild festgestellt werden. Sie zieht quer über den Südgrat der Sonnenspitze.

Drei junge Querstörungen, deren Funktion im Profil schwer darzustellen ist, verdienen hervorgehoben zu werden: Die erste läuft in N - S-Richtung knapp westlich der Gipfel Westliche Marienbergspitze - Wampeter Schrofen - Schartenschrofen (vgl. Taf. 11); ihre Existenz wurde erst im Luftbild entdeckt. Sie hat den Charakter einer Vertikalverwerfung, an der die E-Scholle um etwa 2oo m abgesunken ist. Zwei typische "Loisachstörungen" (SSW - NNE, E-Scholle nach N geschoben) mit horizontalen Versetzungsbeträgen von zusammen über 6oo m überqueren den Hauptkamm zwischen Westlicher und Östlicher Marienbergspitze bzw. zwischen Östlicher Marienbergspitze und Grünstein.

Die Vertikalverwerfung steht dem Alter nach zwischen den beiden Blattverschiebungen; sie verwirft die westliche, wird dagegen von der östlichen weit nach NNE versetzt und erscheint knapp neben ihr in der Scharte zwischen Östlicher Marienbergspitze und Grünstein wieder.

Das im Untersuchungsgebiet immer wieder zu beobachtende W-Fallen der "Loisachstörungen" äußert sich im Kartenbild durch den scharfen Knick, den ihre Ausstrich-Linie beim Überschreiten des Hauptkammes zeigt.



Die Westflanke der Westlichen Marienbergspitze vom Schachtkopf aus gesehen. Bis auf das tektonisch abgegrenzte Jura/Kreide-Vorkommen ganz rechts ("Lechtal-Einheit"!) gehört das gesamte Profil zum Nordflügel des "südlichen Teilsattels" des Mieminger "Großgewölbes". Links im Bild fällt das Auskeilen der Partnachmergel im Partnachkalk und das Auskeilen des Partnachkalkes im Wettersteinkalk auf. Eine N - S-streichende (in Bildebene liegende) Verwerfung setzt die Partnachschichten gegen den Wettersteinkalk der Marienbergspitze ab. Nach einer phot. Aufnahme von Herrn cand.geol. K. GERMANN. Legende s. Taf. 13.

6.113 Der Schachtkopf

Dem Kamm Wampeter Schrofen - Sonnenspitze ist im W ein 1642 m hoher Vorbau aus Wettersteinkalk und Partnachschichten vorgelagert, der "Schachtkopf". Er ist tektonisch durch eine vom Bergbau aufgeschlossene W-fallende Störungszone von NNE-Streichen, die "Wasserkluft", vom Wampeten Schrofen getrennt. Die W-Scholle (Schachtkopf) wurde tektonisch etwa 700 m abgesenkt, Rutschstreifen weisen ein Einfallen von 62° nach N auf (AMPFERER & OHNESORGE 1924, S. 58; AMPFERER 1941, S. 103).

Auf der Ostseite der "Wasserkluft" sind am Ende des "Max-Braun-Stollens" (Schachtkopf-Bergbau) ca. 1 km vom Westfuß des Schachtkopfes entfernt Juraschichten angefahren worden. Die Trias des Wampeten Schrofens liegt also eindeutig über "Jungschichten", ein sicherer Beleg für eine weitreichende Überschiebung der "Jungschichtenzone" durch die Mieminger Masse (vgl. S. 90).

AMPFERER (1941, S. 102 ff.) sieht die Absenkung des Schachtkopfes für eine quartäre "Bergzerreißung" an. Die hohe Vertikalkomponente der Bewegung, die für "Loisachstörungen", denen die "Wasserkluft" nach Verlauf und Einfallen entspricht, ungewöhnlich erscheint, mag ebenso für AMPFERERs Ansicht sprechen wie die starke Zerrüttung des gesamten Wettersteinkalkes am Schachtkopf und die besonders hohe Zertrümmerung der Störungszone. Sicher war jedoch die "Wasserkluft" bereits während der älteren Bruchbewegungen als Schwächezone angelegt worden, ehe nach der tiefen Ausräumung der Fernpaßsenke das Abgleiten der Scholle im Sinne einer "Bergzerreißung" vor sich ging.

6.114 Drachenkar und Grünstein-Ostgrat (vgl. Beil. 2, Profil 7 und 8)

Zwischen Grünstein und Hinterem Drachenkopf ist der Kern des "südlichen Teilsattels" des Großgewölbes vorzüglich aufgeschlossen (s. Taf. 12, Fig.1). Er ist nach N überkippt und wird durch mehrere streichparallele Störungen zerlegt.

Eine vom Hölltörl (S-Seite des Hauptkammes) über die tiefe Scharte östlich des Grünsteins ("Eisrinne") ins oberste Drachenkar und in der E-Flanke des Vorderen Drachenkopfs nach NNE weiterlaufende "Loisachstörung" versetzt den südlichen Teilsattel östlich des Drachenkopfkammes um etwa 400 m nach NNE.

Die Aniskalk-Serie des mehrfach gestörten Sattelkerns füllt das gesamte obere Drachenkar bis zum Drachensee hinunter aus.

An einer vom Grünstein-Ostgrat herabziehenden Störung sinkt der Sattel östlich des Drachensees ab, so daß der Sattel östlich des Sees nur mehr als schmale Schuppe von Aniskalken im Wettersteinkalk hervortritt.

Im letzten Stück des Grünstein-Ostgrates, etwa ab P. 2475, schaltet sich dem Wettersteinkalk unmittelbar am Grat ein 1o - 5o m breiter, von steilstehenden Störungsflächen begrenzter Streifen von Reichenhaller Dolomit ein. Nach E schneidet eine der vielen Diagonalstörungen, die den Hauptkamm durchsetzen, den Dolomitstreifen ab. Im Bereich des Grünsteintörls wird das an sich schon schwer verständliche tektonische Strukturelement von Diagonalstörungen zerhackt und nach NNE versetzt. Dabei wurde in die anscheinend leichter deformierbaren Dolomite der starre Wettersteinkalkklotz des markanten "Törlturmes" eingequetscht.

Auch auf der E-Seite des Törls liegt ein schmaler Schubspan von Wettersteinkalk zwischen den Dolomiten der Störungszone und den Aniskalken der Griesspitz-Nordwand.

Das Auftreten von Reichenhaller Dolomit inmitten von Wettersteinkalk kennen wir bereits vom E-Fuß der Handschuhspitzen (Aufschiebung A!). Es liegt nahe, beide Strukturelemente zu verbinden, da ja die nur tektonisch erklärbare Mächtigkeitsverringerung des Wettersteinkalkes am Marienbergjoch (2oo m) und nordwestlich des Hölltörls (5oo m) ohnehin zur Annahme einer nicht unbedeutenden etwa WSW - ENE-verlaufenden Störung innerhalb des Gewölbe-Südflügels zwingt.

6.115 Das Profil über die Tajaköpfe (vgl. Taf. 12, Fig. 2 und Beil. 2, Profil 5)

Zwischen Griesspitzen und Vorderem Tajakopf ist ein Profil aufgeschlossen, das, besonders von der Umgebung der Coburger Hütte aus gesehen, einen vorzüglichen Einblick in den Bau der westlichen Mieminger Berge gibt.

Der in der Mitte des betrachteten Kammes aufragende Wettersteinkalk des Hinteren Tajakopfes bildet eine in sich lebhaft gestörte Mulde. Diese Wettersteinkalkmulde (südliche Teilmulde des Großgewölbes) wird von S her an der nordvergenten, etwa 70°-streichenden Aufschiebung "A" durch die Reichenhaller Schichten des Südflügels des südlichen Teilsattels überschoben. Aufschiebung "A" verläuft zwischen Grünsteintörl und südlichem Tajatörl unter den Schuttreißen am Nordfuß der Westlichen Griesspitze. Die Westliche Griesspitze gehört also bereits zum aufgeschobenen Südflügel des "südlichen Teilsattels", während der Grünstein (vgl. voriges Kapitel) im tektonisch Liegenden der Aufschiebung "A" liegt.

In die Reichenhaller Schichten des südlichen Tajatörls ist - ähnlich den Verhältnissen am Grünsteintörl - ein Schubspan aus unterem Wettersteinkalk eingequetscht. Rudimente des Nordflügels des südlichen Teilsattels, der noch am W-Hang des Hinteren Tajakopfes in der schmalen Aniskalkschuppe deutlich zu erkennen ist, kleben an der SE-Flanke des Berges nur mehr in kleinen, angeschuppten Resten von unterem Wettersteinkalk am oberen Wettersteinkalk, der den Gipfel fast ausschließlich aufbaut.

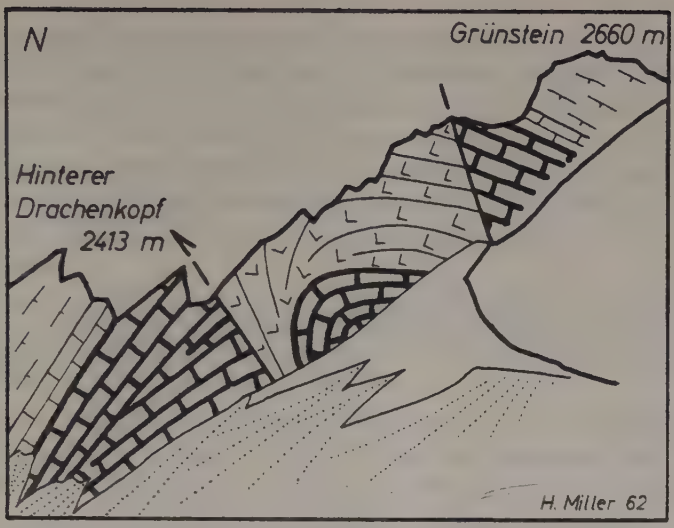


Fig. 1: Der Kern des "südlichen Teilsattels" vom Oberende des Schwärzkares aus gesehen (Blickrichtung nach Osten). Legende s. Taf. 13.

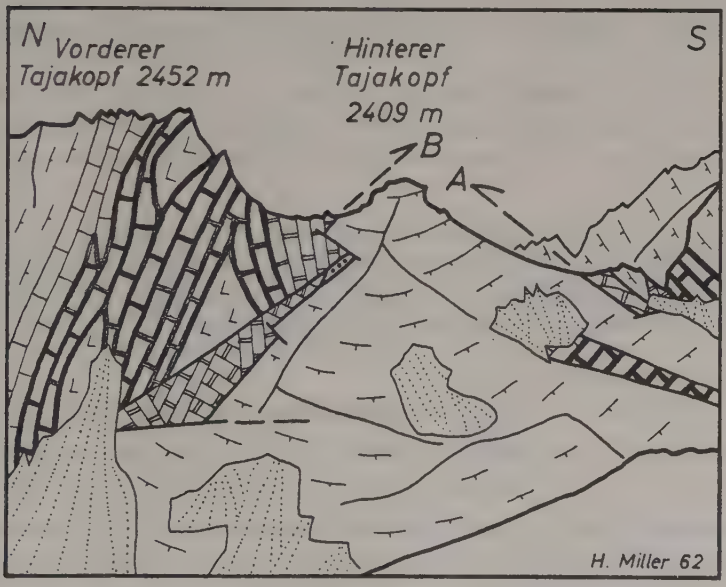


Fig. 2: Blick von W auf den Kamm der Tajaköpfe. Die "südliche Teilmulde" wird an den Aufschiebungen "A" und "B" von S bzw. N überschoben. Links "Riffstotzen" zwischen gebankten Aniskalken. Legende s. Taf. 13.

Im N des Hinteren Tajakopfes wird die südliche Teilmulde an der südvergenten Schubfläche "B" von N her durch Reichenhaller Schichten, Aniskalke und Wettersteinkalk des Nordflügels des "mittleren Teilsattels" überschoben. Die 110°-streichende, 50° N-fallende Störung ist in der von W zum nördlichen Tajatörl führenden Schuttrinne verdoppelt; zwischen den beiden Blättern sind stark zerruschelte Reichenhaller Dolomite und geringe Reste von Gesteinen der Raibler Sandstein-Tonmergel-Serie (vgl. S. 30) eingeschuppt.

Am Gipfel des Hinteren Tajakopfes und in seiner Nordwand sind - an kleinen, jüngeren Störungen etwas versenkt - von N her aufgeschobene Reichenhaller Schichten des mittleren Teilsattels auf dem oberen Wettersteinkalk der südlichen Teilmulde erhalten geblieben.

Die mittlere Teilmulde und der nördliche Teilsattel des Mieminger Großgewölbes, die an der Sonnenspitze (Profil 9) gut zu beobachten waren, sind am Vorderen Tajakopf durch die Aufschiebung "C" größtenteils eliminiert worden.

Die etwa 110°-streichende, mittelsteil S-fallende Aufschiebung "C" trennt am Vorderen Tajakopf den Südflügel der mittleren Teilmulde vom Nordflügel des nördlichen Teilsattels, es fehlt also ein ganzer Faltenschenkel. Es ist nur Zufall, daß die Schichten in Profil 5 im Liegenden und Hangenden der Störung fast zusammenpassen. Der ursprünglich vorhandene Abstand beider Schollen geht auch aus der unterschiedlichen Mächtigkeit der Partnachkalke nördlich und südlich der Störung hervor.

Die "nördliche Teilmulde" des Profils 9 ist vom Seebenwald-Plateau ab nach E nur mehr als vorübergehende Verflachung des Nordflügels des Mieminger Großgewölbes ausgebildet (vgl. die Bemerkung zur "Gaistalmulde", S. 78).

Mehrere, vom Hauptkamm der Mieminger Berge schon bekannte "Loisachstörungen" versetzen die Falten und Längsstörungen im Bereich des Drachen- und Schwärzkars, so daß die Strukturen der Profile 5 und 9 im Kartenbild nicht zueinander passen. Erst durch Rückformung der jungen Blattverschiebungen konnten die Zusammenhänge zwischen den beiden westlichsten Seitenkämmen der Mieminger Berge geklärt werden.

6.116 Das Profil über den Igelskopf-Grat (vgl. Beil. 2, Profil 3)

Auch im Bereich des Vorderen und Hinteren Igelskopfes ist der südliche Teilsattel wie weiter im W üblich nach N überkippt.

Aufschiebung "A", die am Grünstein durch den Südflügel und am Hinteren Tajakopf durch den Kern des südlichen Teilsattels verlief, durchschneidet

am Vorderen Igelskopf auch seinen Nordflügel. Der Kern des Sattels ist wie am nördlichen Tajatörl durch die Überschiebung zerrissen und in sich verschuppt worden.

Am Vorderen Igelskopf schneidet die 110°-streichende, unter durchschnittlich 45° südfallende Fläche "C" die etwa 70°-streichende Störungszone "A" ab. Die Störung "C" stellt von der Ostseite des Igelskopf-Grates ab nach E die markanteste Aufschiebung dar.

Außer dem südlichen Teilsattel sind im Bereich des Igelskopf-Grates sämtliche Teilfalten des Mieminger Großgewölbes an den großen Längsstörungen tektonisch eliminiert; der Nordflügel des südlichen Teilsattels grenzt am Gipfel des Vorderen Igelskopfes unmittelbar an den Nordflügel des Großgewölbes.

Die südvergente Aufschiebung "B" wurde schon am Ostfuß des Vorderen Tajakopfes von der Störung "C" abgeschnitten.

AMPFERER (1902, S. 175) verband die nordvergente Aufschiebung "C" des Vorderen Igelskopfes mit der südvergenten Aufschiebung "B" des Tajakopf-Kammes, da ihm die Existenz der Störung "C" am Vorderen Tajakopf nicht bekannt war.

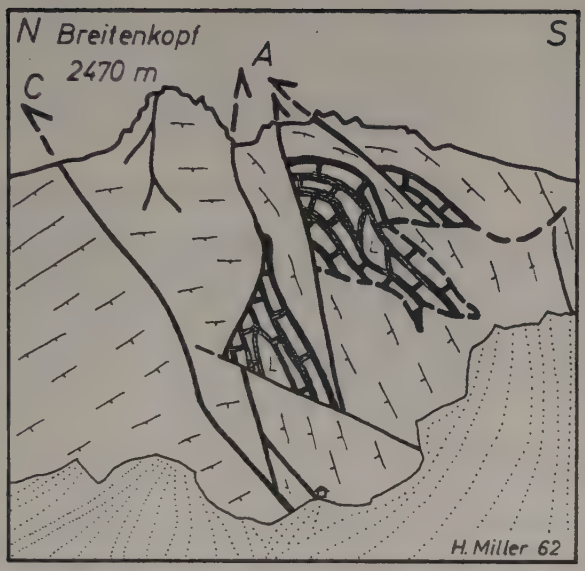
Eine im Wettersteinkalk des Vorderen Igelskopfes durch glatt polierte Harnische hervortretende 40° SW-fallende Störung scheint wenig Bedeutung zu besitzen.

6.117 Igelseekar und Breitenkopf (vgl. Beil. 2, Profil 1 und 2)

Die nördlichste der drei Hauptstörungen der Mieminger Berge ("C") verläuft geradlinig mit 110° Streichen und 45° S-Fallen durch das Igelseekar. Sie schneidet schräg durch den Südflügel des südlichen Teilsattels.

Das spitzwinklig zum generellen E - W-Streichen der Falten verlaufende Streichen der Aufschiebung "C" bedingt, daß im Westteil des Kares an der Fläche "C" Reichenhaller Schichten des Kerns, im Ostteil dagegen mitteltanisische Kalke des Südflügels des südlichen Teilsattels gegen den unteren Wettersteinkalk der Nordabdachung des "Großgewölbes" stoßen. In der Westflanke des Breitenkopfes wird die Aufschiebung "C" dann beiderseitig von Wettersteinkalk begleitet.

In der Flanke, die zum südlichen Vorgipfel des Breitenkopfes zieht, macht sich die Aufschiebung "A" durch dreifache Verschuppung von oberanisischen Hornstein- und Riffkalken mit unterem Wettersteinkalk bemerkbar (vgl. Taf. 13).



Die Westflanke des Breitenkopfes vom Igelseekar aus gesehen. Aufschiebung "A" ist durch mehrfache Verschuppung oberanisischer Gesteine kenntlich. Alle Teilfalten sind tektonisch eliminiert; Nord- und Südflügel des Mieminger "Großgewölbes" stoßen unmittelbar aufeinander. Die im Bild S-förmig gekrümmte Störung (rechts, gestrichelt) liegt fast hangparallel. Nach einer phot. Aufnahme des Verfassers.

LEGENDE zu den Tafeln 11 – 13

- Schuttreißen
- Jura und Kreide
- Raibler Schichten
- Wettersteinkalk, gebankt
- Wettersteinkalk, ungebankt
- Partnachkalk
- Partnachmergel
- Anis. Riff-Knollenkalk-Serie, gebankt
- Anis. Riff-Knollenkalk-Serie, ungebankt
- Reichenhaller Schichten

A, B, C = Die 3 großen Längsstörungen der Mieminger Berge

Die beiden südlichen Schuppen werden am Fuß der Flanke von einer fast hangparallel einfallenden Störung derart abgeschnitten, daß der Wandfuß fast durchweg aus abgesenktem Wettersteinkalk besteht. Die dem unruhig geformten, steilen Hang ungefähr parallel aufliegende Störungsfläche bildet mit ihm eine in der Kartenprojektion S-förmige Schnittlinie. Die nördlichste Schuppe wird durch eine NE-streichende, steilstehende Verwerfung vom Wettersteinkalk oberhalb der kleinen Breitenkopfhütte getrennt.

6.12 Überblick über den Ostteil der Mieminger Berge

Am Breitenkopf endet das neu aufgenommene Gebiet der Mieminger Berge. Östlich dieses Gipfels, im Schwarzbachkar, treten zum letzten Mal Hornsteinkalke der Aniskalk-Serie zutage, von der Hochwand ab nach E ist - durch stärker werdendes Abtauchen der Achsen nach E bedingt - der Wettersteinkalk das einzige Gestein der zentralen Mieminger Berge. Demgemäß sind Längsstörungen nur schwer zu erkennen; immerhin schreibt AMPFERER (1905 b, S. 477 ff.), daß auch das Gewölbe von Hochwand, Karkopf und Hoher Munde nicht ungestört sei; auch dort, in dem scheinbar geschlossenen Gewölbe, sei der Südflügel auf den Nordflügel aufgeschoben.

Am Ostfuß der Hohen Munde taucht schließlich der Wettersteinkalksattel, umsäumt von Raibler Schichten, unter den Hauptdolomit der Seefelder Senke ab.

Im schlecht aufgeschlossenen Hauptdolomit-Gebiet der Seefelder Hochfläche wurden tektonische Linien, die als Fortsetzung der internen Aufschiebungen der Mieminger Berge betrachtet werden könnten, bisher nicht bekannt.

6.13 Analyse von ß- und B-Achsen (vgl. hierzu Beil. 3, Diagramm 1-3)

Für die gefügekundliche Untersuchung wurde das Gebiet in drei Teile gegliedert: die Südscholle südlich der Aufschiebung "A", die Zentralscholle zwischen den tektonischen Linien "A" und "B" und die Nordscholle nördlich der Aufschiebung "B".

Die ß-Achse der Zentralscholle (Beil. 3, Diagramm 2), deren Betrachtung an den Anfang gestellt sei, liegt 100°/horizontal. An Kleinfalten gemessene B-Achsen streichen ebenfalls etwa in E - W-Richtung.

Ein zweites, kleineres Maximum der Flächenpole ergibt eine horizontale ß-Achse von 50° Streichen. Die von ihm repräsentierten Werte stammen großenteils aus den Aniskalken des Wannig-Handschuhspitzen-Kammes, dessen allgemeine Streichrichtung schon aus den Karten zu etwa 65° zu entnehmen ist. Die Entstehung der 50° streichenden ß-Achse dürfte eher auf die jüngere Verbiegung des Wannig-Kammes zurückzuführen sein als auf einen eigenen Spannungsplan.

Die ß-Achse der Nordscholle liegt 85°/horizontal (Beil. 3, Diagramm 3). B-Achsen liegen z.T. in der Nähe der ß-Achse, z.T. tauchen sie mittelsteil nach E ein.

Diagramm 1 (Beil. 3) wurde aus Werten der Südscholle konstruiert. Es ergeben sich deutlich drei ß-Achsen von 70° bzw. 170° Streichen. Das Generalstreichen der Schichten (70/70 S), das der 70° streichenden ß-Achse entspricht, erscheint durch Faltung um die 170° streichenden ß-Achsen auseinandergezogen. Mehrere in Richtung der N - S-streichenden ß-Achsen liegende Kleinfaltenachsen erlauben eine Identifizierung dieser ß-Achsen mit einem echten B-achsialen Verformungsplan. Es existierte also ein Spannungsplan mit N - S-streichender, steil S-fallender B-Achse (B_2), der jünger ist als die Großfaltung um die E - W-streichende Achse (B_1).

Nach Rückformung der älteren Achse (B_1) durch Horizontierung und Ebnung des B_2 (B_2 als konstruktiver Mittelwert der beiden S-fallenden ß-Achsen aufgefaßt) gelangt $ß_1$ an die Peripherie des Diagrammes und streicht ca. 100°. Der ursprüngliche Verformungsplan B_1 der Südscholle lag also genau parallel dem der Zentralscholle (Diagramm 2) und ist daher vermutlich mit ihm identisch.

Auf die spezielle Art der jüngeren Überprägung wird auf S. 76 noch näher eingegangen.

6.14 Zusammenfassender Überblick über den Bau der Mieminger Berge

Ein abschließender Überblick über den Internbau der westlichen Mieminger Berge zeigt uns in erster Linie, daß die vereinfachende Auffassung AMPFERERs (1905 a,b) von den Mieminger Bergen als "Sattel mit eingebrochenem First" nicht ganz den Tatsachen entspricht.

Alle 3 großen Längsstörungen (A, B, C) stellen Aufschiebungsbahnen, nicht Einbruchsflächen dar. Der Baustil wird durch starke Einengung gekennzeichnet. Die dreifache Sattel-Mulden-Folge des Westrandes wird in nach E zunehmendem Ausmaß von S und N her überschoben. Dadurch wird an der Fläche A der Südflügel des südlichen Teilsattels bzw. weiter im E auch sein Kern und z.T. sein Nordflügel nach N geschoben. An der Fläche C drängt die Mulde des Sonnenspitz-Südgrates - selbstverständlich zusammen mit allen südlicheren Faltenelementen-nach N. Die beiden Aufschiebungen A und C bilden im Streichen zueinander einen spitzen, die E - W-Richtung zwischen sich einschließenden Winkel. Am Vorderen Igelskopf treffen sich deshalb die beiden Aufschiebungsflächen.

Von hier ab nach E scheint dann nur noch ein einziges, durch Störungen "zerrissenes Gewölbe" zu existieren. Dieses besteht jedoch aus zwei funk-

tionell verschiedenen Teilen, nämlich dem Südflügel des "südlichen Teilsattels" und dem Nordflügel des "nördlichen Teilsattels", die gleichzeitig den Süd- bzw. Nordflügel des "Großgewölbes der Mieminger Berge" darstellen und in ihrem Zusammenhang als ein einheitliches Gewölbe erscheinen. Das Fehlen der medianen Faltenelemente ist zum größeren Teil auf ihre von W nach E zunehmende Unterdrückung durch den Gewölbe-Südflügel zurückzuführen, nur untergeordnet - wenn überhaupt - auf primäres Ausklingen der Spezialfaltung.

Die südvergente Aufschiebung "B", die östlich des Tajakopf-Kammes von der Fläche "C" abgeschnitten wird, trägt wesentlich zur Einengung bei. Sie bildet im übrigen ein besonders klares Beispiel für eine echte N - S-Aufschiebung in den nördlichen Kalkalpen. Von einer nachträglichen Überkippung einer ehemals S-fallenden Bewegungsfläche kann hier keine Rede sein.

Die allgemeine Einengung der Kalkalpen hat also nicht nur zu doppelseitigen Überschiebungen inkompetenter jurassischer Gesteine durch starre Trias-Massen geführt (vgl. die zweiseitige Zuschiebung der "Jungschichtenzone", S. 97), sondern hatte auch innerhalb von einheitlich gebauten Triasklötzen zweiseitige Aufschiebungen zur Folge.

Das Alter der drei Aufschiebungen ist sehr verschieden. Störung "A" wird in ihrem ganzen Verlauf von allen Störungen, die auf sie treffen, versetzt, ist also relativ die älteste.

Fläche B ist zumindest am Tajakopf aus zwei Blättern zusammengesetzt, deren eines von Diagonalstörungen versetzt wird. Das zweite, wesentlich auffälligere, aber tektonisch weniger bedeutende Blatt (s. Taf. 12, Fig. 2), ist dagegen jünger als die meisten Diagonalverschiebungen.

Fläche C wird nur von den "Loisachstörungen" beiderseits des Drachenkopfkammes und von der E - W-Störung, die nördlich der Sonnenspitze und des Vorderen Tajakopfes durchzieht, verworfen, schneidet aber ihrerseits Fläche A und B ab.

Auch der Charakter der Störungen ist unterschiedlich. Fläche A wird von mächtigen Schubspänen aus Wettersteinkalk und Reichenhaller Schichten begleitet (Grünsteintörl, südliches Tajatörl) und zeigt Tendenz zur Aufsplitterung in Einzelschuppen (Igelseekarscharte, Breitenkopf). An Fläche B sind nur schmale Streifen von Reichenhaller und Raibler Schichten zwischen die beiden Blätter eingequetscht, Fläche C verläuft "bretteben", ohne irgendwelche Schubfetzen mitzuführen.

Alle drei großen Längsstörungen schneiden die Faltenzüge in spitzem Winkel. Ihre Entstehung ist also, wie auch ihr z.T. relativ geringes Alter zeigt, nicht mit der Entstehung des Faltenbaues - etwa im Sinne einer Entwicklung aus "hol-Klüften" - verknüpft.

Über die Schubweite der durchschnittlich mittelsteil einfallenden Flächen sind größenordnungsmäßige Angaben durchaus möglich:
Fläche A dürfte im W etwa 1 km Schubweite (Horizontalkomponente) besitzen, Ein solcher Betrag muß zur Erklärung der Mächtigkeitsreduktion des Wettersteinkalkes am Marienbergjoch und der Einschuppung der Reichenhaller Dolomite angenommen werden. Gegen E zu dürfte die Überschiebungsweite wesentlich höher sein, da der Winkel zwischen der Achsenrichtung der Südscholle (70°) einerseits und der ß-Achse der Zentral- (100°) und Nordscholle (85°) andererseits notwendig eine wachsende Überschiebungsweite nach sich zieht.

Man könnte einwenden, daß - wie im "Vorbergzug" nördlich des Gaistales (vgl. S. 79) - "antithetische Blattverschiebungen" die Verdrehung der Südscholle ausgeglichen hätten. Im Hauptkamm der Mieminger Berge ist dies aber nicht der Fall. Im Gegenteil: Die reichlich vorhandenen Diagonalstörungen versetzen meist ihre E-Scholle nach N; diese Erscheinung tritt oft sogar an "Ammerstörungen" auf, an denen sonst im allgemeinen die W-Scholle nach N bewegt wurde (vgl. KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 182 ff.).

Fläche B muß ebenfalls annähernd 1 km an Horizontalkomponente des Schubes zugesprochen werden; die Vertikalkomponente ist der steilen Lage wegen noch größer. Sprungweite und -höhe der Aufschiebung C sind geringer; sie betragen etwa 500 m.

Es wäre an sich zu erwarten, daß bei der im W und E gleichbleibenden Gebirgshöhe auf Grund des zunehmenden Flächenanteils aufgeschobener Schollen die Verbreitung älterer Schichtglieder gegen E zunehme. Das östliche Abtauchen der $ß_1$-Achse der Südscholle kompensiert jedoch nicht nur diese Tendenz, sondern bewirkt noch zusätzlich, daß sich vom Breitenkopf ab das umgekehrte Bild eines Verschwindens der tieferen Trias in Richtung auf die Seefelder Senke hin ergibt.

Wie auf S. 74 gezeigt, ist die Verdrehung und E-Kippung der B_1-Achse der Südscholle (südlich Aufschiebung "A") die Folge eines jüngeren Beanspruchungsplanes.

Der räumliche Zusammenhang der um B_2 gefalteten Gebirgsteile mit der Aufschiebung "A" deutet auf genetische Beziehungen zwischen der plastischen

Verformung und der Überschiebungsbewegung hin, etwa in der Form, daß ansteigende E - W-Spannung bei gleichbleibender N - S-Spannung zunächst zu einer Querfaltung geführt hat, nach Überschreiten der Bruchgrenze aber ein "zwetschgenkern-ähnliches" Ausquetschen der beanspruchten Scholle nach oben (Richtung geringsten Widerstandes) zur Folge hatte.

6.15 Issentalköpfl und Vorbergzug und ihre Beziehungen zu den Mieminger Bergen (vgl. Beil. 2, Profil 1, 2 und 3)

Die Erhebung des Issentalköpfls östlich der Ehrwalder Alm besteht zum größten Teil aus Raibler Schichten und Hauptdolomit. Der Berg wird fast allseitig von Jura- und Kreidegesteinen umgeben bzw. unterlagert. Auf die Stellung dieser "Jungschichten" zur Triasmasse wird später näher eingegangen (s.S. 89).

Die Gesteine der höheren Trias fallen im wesentlichen mittelsteil nach N ein. Am S-Hang gehen die Kalke und Dolomite der Raibler Schichten zunächst ungestört vom Hangenden ins Liegende über Sandsteine und Mergel in nordfallenden Wettersteinkalk über. Die Folge Raibler Karbonatgesteine/Raibler Mergel bzw. Sandsteine/Wettersteinkalk wiederholt sich bis zum Südfuß des Köpfls (Pestkapelle) noch zweimal. Die so charakterisierten, etwa 150 m breiten Schollen werden von steilstehenden, 100°-streichenden Störungen getrennt, an denen die jeweilige Südscholle relativ abgesunken ist.

Im SW des Issentalköpfls liegen Aptychenschichten und Kössener Schichten zwischen der Obertrias des Issentalköpfls und dem Wettersteinkalk des Igelseeplateaus. Im SE scheint das Issentalköpfl mit dem Igelseeplateau unmittelbar zusammenzuhängen, doch erlaubt die Schuttüberdeckung keine sichere Aussage.

Die Wettersteinkalk-Doppelrippe südlich der Pestkapelle ist in ähnlicher Weise zerbrochen wie der Südhang des Issentalköpfls: In der Mulde zwischen den beiden Bergrücken und an der Grenze zu den Aptychenschichten des Gaisbaches sind Raibler Schichten aufgeschlossen.
Insgesamt wiederholen sich also die Raibler Sandsteine und Mergel zwischen dem Igelseeplateau und dem Issentalköpfl fünfmal an E - W-streichenden Verwerfungen, die meist eine Absenkungstendenz der Südscholle erkennen lassen.

Zum Verständnis des Zusammenhanges zwischen Mieminger Bergen und Issentalköpfl ist es notwendig, kurz die Verhältnisse zu betrachten, die weiter im E am Südabfall des Vorbergzuges zu beobachten sind.

Dieser fast durchweg aus nordfallendem Wettersteinkalk und ebenso lagernden Raibler Schichten bestehende südliche Vorkamm des Wettersteingebirges

grenzt im S mit einer Abschiebung an Raibler Schichten und Hauptdolomit der sogenannten "Gaistalmulde". Die "Gaistalmulde" hängt ihrerseits im S fast störungsfrei mit den Mieminger Bergen zusammen. Da das Issentalköpfl sicher die streichende Fortsetzung des "Vorbergzuges" darstellt - der letztere ist durch die Blattverschiebung der "Gatterlstörung" weit nach N versetzt - liegt es nahe, die Abschiebungsfolge in der Umgebung der Pestkapelle mit der Abschiebung südlich des Vorbergzuges zu parallelisieren.

Auf den Begriff der "Gaistalmulde" muß kurz eingegangen werden.

Die Mehrzahl der Autoren (SCHLAGINTWEIT 1912 a, MYLIUS 1914 a, LEUCHS 1924, 1927; BODEN 1930, M. RICHTER 1930, 1937; HEISSEL 1958, BÖGEL 1960) sehen im Gaistal zwischen Mieminger Bergen und Vorbergzug eine Mulde ("Gaistalmulde"). Wir haben bereits gesehen, daß der N-fallende Wettersteinkalk der nördlichen Mieminger Berge nur im W (Zundernkopf) sich zu einer Mulde umbiegt und im übrigen Teil des Seeben- und Igelseeplateaus nur eine Verflachung zeigt, die am Nordrand teilweise sogar wieder von stärkerem N-Fallen abgelöst wird. Die Streichzeichen der Karte AMPFERERs (AMPFERER & OHNESORGE 1912) zeigen auch im E des Issentalköpfls bis in die Gegend von Leutasch im Bereich des Gaistales und des Vorbergzuges nur Nordfallen der Schichten an. In Profilen (z.B. AMPFERER 1905 b, S. 533 ff.; 1931, S. 32) tritt jedesmal die obere Trias des Gaistales an einer einfachen Abschiebung an die Mitteltrias des Vorbergzuges, wobei beide Schollen gleiches Einfallen zeigen. Auch aus der Neukartierung BÖGELs (1958) geht nur ein Verflachen der Schichten hervor: Es äußert sich knapp südlich der genannten Abschiebung wegen des E-Fallens der Achsen durch ein N - S-Streichen der Schichten.

Eine vollkommene Mulde ist im Gaistalbereich also nur im äußersten Westen nachgewiesen. Der Annahme einer Synklinalstruktur des Gaistals widerspricht auch, daß im Vorbergzug die Altersabfolge der Gesteine von Wettersteinkalk (liegend) im S zu Raibler Schichten (hangend) im N führt, der Vorbergzug also kein Mulden-Nordflügel sein kann. Diesem Umstand wurde meist durch die Konstruktion eines ebensowenig nachweisbaren "Sattels des Vorbergzuges" Rechnung getragen.

Der Einbruch der Gaistalzone an der nachgewiesenen Vertikalverwerfung erklärt die Lagerungsverhältnisse auf einfachste Weise. Unter diesem Aspekt ergibt sich, daß Vorbergzug und Issentalköpfl nichts anderes sind als der an einer Verwerfung um einige hundert bis etwa 1000 m antithetisch relativ angehobene Nordflügel des Mieminger "Großgewölbes". Die Andeutung einer Muldenstruktur des Gaistales beruht nur auf einer vorübergehenden Umbiegung der Schichten des Nordflügels des Großgewölbes der Mieminger Berge zu etwa söhliger Lagerung.

Auf die Frage der von MYLIUS (1914 a, S. 463) und BODEN (1930, S. 184) als "Kern der Gaistalmulde" bezeichneten Jura- und Kreidegesteine in der Umgebung der Feldernalm wird später (s.S. 89) eingegangen.

Die statistische Auswertung von 52 Schichtmessungen in der Trias des Issentalköpfls ergab eine annähernd horizontal liegende ß-Achse von 115° Streichen (s. Beil. 3, Diagramm 4). Ähnliche Werte sind vom "Vorbergzug" bekannt. Sein durchschnittlicher E - W-Verlauf geht auf zahlreiche Diagonalverschiebungen von "Loisachstörungs"-Charakter zurück, an denen die jeweiligen E-Schollen staffelförmig nach N versetzt werden.

6.2 Die Wetterstein-Masse

6.20 Vorbemerkungen

Der Internbau der eigentlichen Wettersteinmasse ist im hier betrachteten Gebiet (W- und SW-Teil des Gebirges) recht einfach gestaltet. Der Aufbau der topographisch zum Wettersteingebirge gehörenden "Zone junger Schichten" am S- und W-Rand des Hauptkammes wird ebenso wie die Beziehungen beider Bauteile zueinander später dargestellt (s.S. 82 und 92).

6.21 Der Internbau der westlichen Wetterstein-Masse

Das westliche Wettersteingebirge besteht südlich der Wamberger Sattelzone im wesentlichen aus zwei Triasmulden, nämlich der "Reintalmulde" im S und der "Wettersteinhauptmulde" im N. Zwischen ihnen liegt ein ausgeprägter Sattel, dessen Kern etwa dem Zugspitz-Gaifkopf-Grat folgt; er sei "Wetterstein-Hauptsattel" genannt. Die Achsen sämtlicher Faltenelemente tauchen nach ESE ein.

Der First des Wetterstein-Hauptsattels wird von zwei Störungen zerschnitten: Die erste, wichtigere, ist am besten im Bereich des Ehrwalder Köpfls westlich des Zugspitzgipfels (vgl. Taf. 14 und 15) aufgeschlossen. Hier liegen, knapp unterhalb der Mittelstation der Tiroler Zugspitzbahn, Reichenhaller Schichten an einer 30° S-fallenden Schubfläche über mittelanisischen Kalken. Auf der Wiese am Südhang des Köpfls sind Aptychenschichten überwiegend neokomen Alters aufgeschlossen, die als schmaler Schubspan zwischen den tektonisch hangenden und liegenden Triasgesteinen aufzufassen sind. Durch kleine Erosions-"Fenster" in den Neokommergeln kann man in Bergschlipf-Abrißstellen auf mylonitisierte Aniskalke blicken.

Der Ausbiß der Schubfläche ("Hauptsattel-Aufschiebung") ist durch die NW-Flanke des Zugspitzgipfels und entlang dem Zugspitz-Ostgrat undeutlich

im Wettersteinkalk nach E zu verfolgen. Sicher nachweisbar ist die Aufschiebung wieder nördlich des Hohen Gaif-Kopfs und an der Partnach, wo Wettersteinkalk auf Raibler Schichten aufgeschoben ist.

LEUCHS (1935, S. 7o5) und VIDAL (1953, S. 8o) wollen den Ausbiß der Überschiebung des Ehrwalder Köpfls durch den "Muschelkalk" der Wetterstein-NW-Flanke bis zum Riffelwald nach NE verfolgen und die Erscheinung auf E - W-Schub der Wettersteinmasse zurückführen. Das Südfallen der Schubfläche und die gesicherte Existenz von gleichartigen Aufschiebungen in der streichenden Fortsetzung im E läßt aber einen E - W-Verlauf der Schubfläche und eine S - N-Bewegung an ihr weit wahrscheinlicher erscheinen.

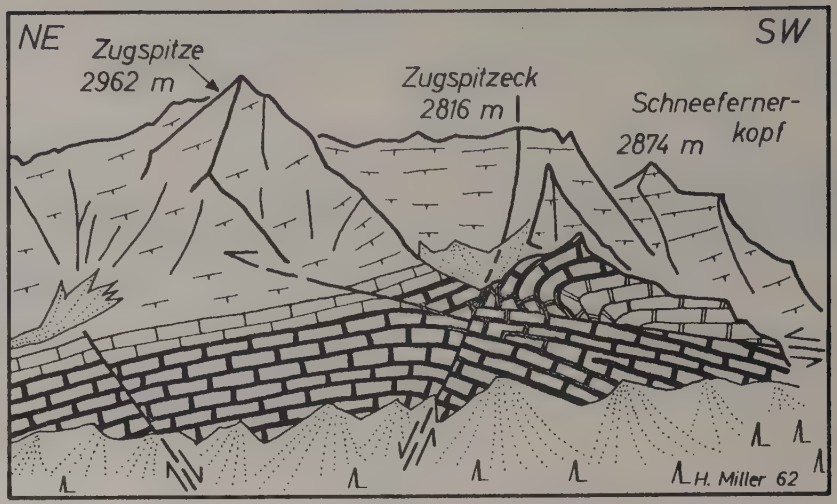
Die Sprunghöhe der Aufschiebung beträgt im Bereich des Ehrwalder Köpfls höchstens etwa 6oo m, die Sprungweite maximal 1ooo m, nach E zu nimmt der letztere Wert rasch ab, da die Aufschiebung dort steiler einfällt.

Ungefähr parallel zu der vorgenannten Aufschiebung verläuft eine junge, steilstehende Störung, die im uns interessierenden Gebiet besonders bei der Stütze 5 der Tiroler Zugspitzbahn oberhalb der Wiener-Neustädter-Hütte gut zu beobachten ist. Sie versetzt dort den Wettersteinkalk der südlichen Scholle (Schneefernerkopf, - Reintalmulde) um mehrere 1oo m nach unten (vgl. Taf. 15). Eine Horizontalkomponente ist hier nicht mit Sicherheit feststellbar.

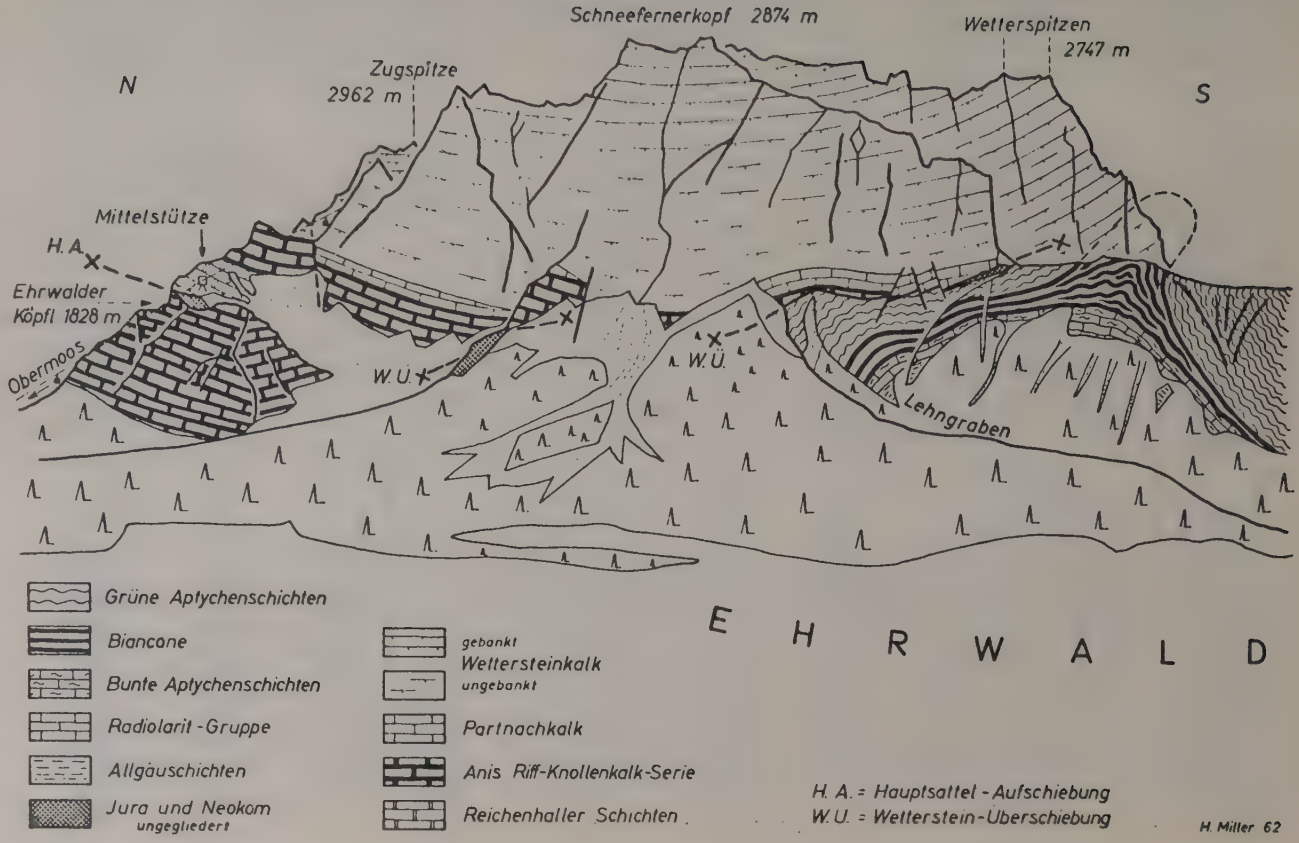
An mehreren, ungefähr in E - W-Richtung das westliche Wetterstein-Gebirge durchsetzenden Störungsflächen fanden dagegen nachweisbar Blattverschiebungen statt, die fast durchweg die jeweils südliche Scholle nach W versetzten. Diese Westbewegung von "Streifenschollen" (MILLER 196o) ist jünger als alle großen Überschiebungen. Sie steht in zeitlichem Zusammenhang mit der Entstehung der unten beschriebenen N - S-streichenden Kleinfaltenachsen (vgl. auch S. 1oo).

Der Absolutbetrag der in Streifenschollen gestaffelten W-Bewegung des Wettersteingebirges mag im S mehrere km erreichen.

Im N steht die Wetterstein-Masse, wie vor allem LEUCHS (1924, 1927), VIDAL (1953), KRUMM (1957) und VACHÉ (196o) zeigten, in mehr oder weniger ungestörtem Verband mit ihrem nördlichen Vorland. Östlich der Partnach ist überhaupt keine größere Störung wahrnehmbar, im W stellt sich eine Verwerfungszone ein, die an die Faziesgrenze Wettersteinkalk/Partnachschichten (vgl. S. 2o) gebunden ist. Die Verankerung der Wetterstein-Masse mit ihrem nördlichen Vorland ist einer der wesentlichsten Beweisgründe gegen die Auffassung, das Wettersteingebirge bilde eine aus S stammende Schubmasse.



Blick vom Törlen-Plateau auf den NW-Absturz der Zugspitze. Der Ausstrich der "Hauptsattel-Aufschiebung" zieht vom rechten Bildrand durch den überkippten Kern des Wetterstein-Hauptsattels zum Ausgang des Österreichischen Schneekars (Bildmitte) und von hier durch den Wettersteinkalk weiter nach Osten. Nach einer photogr. Aufnahme des Verfassers. Signaturen wie in Taf. 15.



Die Westflanke des Wettersteingebirges. Die "Jungschichtenzone" wird durch die Wetterstein-Masse von N her überschoben. Links die Verdopplung der Aniskalke durch die "Hauptsattel-Aufschiebung". Nach einer photogrammetr. Aufnahme von Herrn Dr. H.-J. SCHNEIDER.

6.22 Analyse von ß- und B-Achsen (vgl. hierzu Beil. 3, Diagramm 5 und 6)

Zur Analyse der tektonischen Messungen wurde das westliche Wettersteingebirge in die "Reintalmasse" südlich der "Hauptsattel-Aufschiebung" und die "Höllentalmasse" nördlich derselben aufgeteilt.

Es ergibt sich ein Streichen der ß-Achse von 120° in der Reintalmasse (Beil. 3, Diagramm 5) bzw. von 100° in der Höllentalmasse (Beil. 3, Diagramm 6). In beiden Fällen taucht die Achse nach ESE ein. Während das Abtauchen der Achsen nach E schon aus der Tatsache hervorgeht, daß sich in den Mulden, insbesondere in der Wettersteinhauptmulde nach E zu immer jüngere Schichten einstellen, wird das aus der E - W-Richtung abweichende Streichen der Reintalmulde erst aus Diagramm 5 deutlich.

Das 100°-Streichen der ß-Achse innerhalb der Höllentalmasse hält im E bis ins Kreuzeck-Hochalm-Gebiet an, weiter östlich biegt die Achse der hier, gut ausgeprägten Wetterstein-Hauptmulde in 85°-Richtung um (vgl. VACHE 1960, S. 39).

Die sieben zwischen E - W- und ESE - WNW-streichenden B-Achsen der Höllentalmasse liegen sehr genau auf einem Kleinkreis senkrecht zur 80°-Richtung (vgl. Diagramm 6). Diese Tatsache läßt auf eine jüngere Drehung der ursprünglich einheitlich auf horizontaler Fläche geprägten B-Achsen um eine 80°-streichende Achse schließen (vgl. SANDER 1948, S. 175 f.). Das heißt, daß der ursprünglich mit 100°-streichender Achse (B_1) geprägte Faltenbau später durch eine etwas gegen den Uhrzeigersinn verdrehte Faltungsachse (B_1') überformt wurde. Die einzelne, 65° streichende Kleinfaltenachse des Diagrammes 6 dürfte mit B_1' zu identifizieren sein.

Die N - S-streichenden horizontalen Kleinfaltenachsen innerhalb der Höllentalmasse (Diagramm 6) sind einem Beanspruchungsplan mit E - W-gerichteter größter Hauptspannung zuzuordnen. Die Entstehung dieser als B_2 zu bezeichnenden Achsen ist - in Analogie zu den Verhältnissen der Mieminger Berge (s.S. 74) - vermutlich jünger als die des E - W-streichenden Faltenbaues.

6.3 Die "Jungschichtenzone" zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge

6.30 Vorbemerkungen

Für den schmalen Streifen aus Gesteinen des Rät bis Neokom, der zu Füßen der Südwände des Wettersteingebirges die Wetterstein-Masse von der Mieminger Masse trennt, hat sich seit AMPFERER (1905 a,b) der Name "Zone junger

Schichten" oder "Jungschichtenzone" fest eingebürgert. Jura und Neokom des Marienbergjochs fallen streng genommen nicht unter diesen Begriff; sie werden in diesem Kapitel im Anschluß an die Besprechung der eigentlichen "Jungschichtenzone" behandelt.

6.31 Der Internbau der Jungschichtenzone

Wir beginnen mit der Betrachtung der Jungschichtenzone am Westfuß des Schneefernerkopfes, wo ein größerer isolierter Aufschluß junger Schichten zu finden ist. REIS & PFAFF (1911) hatten hier N - S-streichende Jura/Neokom-Falten kartiert. Diese Annahme stimmt nicht; es liegen normale E - W-streichende Faltenstücke vor, die von Längs- und Diagonalstörungen verworfen werden.

Ähnlich wie am Schneefernerkopf-Westfuß sind im oberen Lehngraben, an der SW-Ecke des Wettersteingebirges, bei REIS & PFAFF (1911) N - S-streichende Schichtgrenzen eingetragen. Die Kartierung ist hier richtig, die Folgerung eines N - S-Streichens, also einer Querstellung der Schichten, die REIS (1911, S. 95), LEUCHS (1924, S. 110; 1927, S. 136; 1935, S. 712), MYLIUS (1914 a, S. 464), v. LOESCH (1915, S. 72) und HABER (1934, S. 179) daraus ziehen, ist jedoch völlig unzutreffend. Die Schichten lagern an der fraglichen Stelle mehr oder weniger horizontal; ihr Schnitt mit der N - S-streichenden Bergflanke ergibt also ein N - S-Streichen der Schichtgrenzen, von einer Querstellung der Schichten kann jedoch keine Rede sein (vgl. auch die gefügekundliche Analyse, S. 84).

Wir haben im Gebiet des Lehngrabens und seiner südlichen Seitengräben einen nach S überkippten Sattel vor uns, dessen Gestalt aus Taf. 15 und den Profilen 5 und 6 (Beil. 2) zu ersehen ist. Er wird von zwei Abschiebungen geringen Ausmaßes durchsetzt, die ein gutes Beispiel für "Untervorschiebungen" (KOCKEL 1957) darstellen.

Die einzige Komplizierung dieses einfachen Bauplanes bedeutet eine nur wenige Meter mächtige Schuppe oberjurassischer Gesteine, die am Oberende des Lehngrabens zwischen dem Neokom des Lehngrabensattel-Nordflügels und den Triaskalken der Wettersteinmasse eingequetscht ist.

Nach S schließt sich an den Sattel eine E - W-streichende Mulde an, deren Kern nach E bis über das Issentalköpfl hinaus ungefähr am heutigen Südrand der Wettersteinmasse zu verfolgen ist, stellenweise auch - wie der "Lehngrabensattel" - unter der "Wetterstein-Überschiebung" (vgl. S. 94) liegt.

Noch weiter im S, bis zum Nordrand der Mieminger Masse hin, erschweren die schlechten Aufschlüsse die Klarstellung des Baues. Auf die erwähnte Mulde folgt am Südwestfuß des Wettersteingebirges jedenfalls eine weitere Sattel-Mulde-Sattel-Folge. Eine Reihe von Diagonalverschiebungen durchsetzt dieses Gebiet.

Die Kössener Schichten des letzten definierbaren Sattels stoßen südlich der Straße, die von Ehrwald zur Ehrwalder Alm führt, mit einer etwa saiger stehenden Verwerfung von ungefähr 300 m Sprunghöhe an die Grünen Aptychenschichten der Mähder am Fuß des Seebenplateaus. Stellenweise auftretende Radiolarite und Allgäuschichten deuten auf internen Falten- und Schuppenbau dieser schwer kartierbaren Wiesenflächen hin.

Östlich der Ehrwalder Alm stoßen die Faltenzüge der Jungschichten an der Trias des Issentalköpfls ab. An seiner Nordseite finden wir den ungestörten Südflügel der großen Neokom-Mulde mit einer Schichtfolge von Grünen Aptychenschichten bis zu Kössener Schichten.

Die Jungschichten auf der Westseite des Issentalköpfls zeigen ebensowenig die von REIS (1911, S. 94), MYLIUS (1914 a, S. 465), v. LOESCH (1915, S. 72) und LEUCHS (1924, S. 110; 1927, S. 136) geforderte Querstellung wie die Jungschichten auf der Westseite des Schneefernerkopfes. Die auf der Karte von REIS & PFAFF (1911) auf der Westseite des Issentalköpfls dargestellte NNW - SSE-streichende Mulde war im Gelände nicht auffindbar. Über die Eigenart der Westseite des Issentalköpfls wird in anderem Zusammenhang (s.S. 89) berichtet.

Auch die spärlichen Aufschlüsse am Nordfuß des Zundernkopfes weisen durchweg auf einen Faltenbau der Jungschichtenzone mit E - W-streichender Achse hin.

E - W-streichende Verwerfungen größeren Ausmaßes sind am Fuße des "Hohen Ganges", der von Ehrwald zum Seebensee führt, feststellbar. Sie versetzen die jeweils südliche Scholle nach unten.

Gehen wir um die NW-Ecke der Mieminger Berge herum nach S, so finden wir erst am Marienbergjoch wieder "Jungschichten". Sie bilden eine zusammenhängende, wenig gestörte Folge von Allgäuschichten, Radiolariten und Aptychenschichten.

Weiter im SW, am Wannig-Nordgrat, setzt ein breiter Streifen mehrfach verfalteter und verschuppter Jungschichten ein, der im Liegenden in stratigraphischem Kontakt mit den obertriassischen Gesteinen der Lorea-Masse

steht. Der Jungschichtenzug nördlich des Wannigs findet jenseits des Fernpasses seine W-Fortsetzung im Jurastreifen nördlich der Heiterwand.

Zwischen den Aufschlüssen am Marienbergjoch und denen auf der Nordseite des Zundernkopfes liegt vermittelnd das Vorkommen von ehrwalditführenden Juraschichten im Max-Braun-Stollen des Schachtkopf-Bergbaues (AMPFERER & OHNESORGE 1924, S. 4).

Als auffällige Eigenart der Jungschichtenzone ist zu erwähnen, daß nördlich des Kerns der großen Neokommulde, die unmittelbar am Fuß der Wettersteinwand verläuft, die Großfalten durchweg Südvergenz zeigen (Lehngrabensattel!). Entsprechendes "Einfallen der Achsenebenen nach N" beschreibt auch AMPFERER (1931, S. 31) "von vielen Profilen am ganzen Südrande des Wettersteingebirges". Südlich der Neokommulde dagegen macht sich nach S zunehmend immer stärkere Nordvergenz der Falten bemerkbar (vgl. Beil. 2).

Der somit erstmals aufgezeigte zweiseitig vergente Bau der "Jungschichtenzone" ist ein wesentliches Argument gegen die verbreitete Annahme einer einseitig N-gerichteten Faltungs- und Überschiebungstendenz in den nördlichen Kalkalpen.

6.32 Analyse von ß- und B-Achsen (vgl. hierzu Beil. 3, Diagramm 7-11, 23)

Die Übertragung der gemessenen tektonischen Schichtflächendaten und Kleinfaltenachsen auf das SCHMIDT'sche Netz ergab für die Jungschichtenzone von Ehrwald bis zum Issentalköpfl fast durchweg ein Streichen der ß- und B-Achsen in E - W- bis ESE - WNW-Richtung bei im wesentlichen horizontaler Lagerung. Die Aufgliederung in Einzelbereiche zeigt gewisse Abweichungen einzelner Gebiete vom Durchschnittswert.

Die Jungschichtenschuppen am Westfuß des Schneefernerkopfes (Diagramm 7) zeigen eine ß-Achse von 95° Streichen und 5° E-Fallen. 1o Kleinfaltenachsen streuen zwischen 80° und 130° bei geringem E-Fallen, eine einzige fällt schwach nach SSW ein. Die Dehnung der Schichtpolhäufungen in E - W-Richtung bei Diagramm 7 bildet im Gebiet der Jungschichtenzone den einzigen Hinweis auf eine geringe Einengungsphase mit E - W-gerichteter größter Hauptspannung.

Vier weitere Diagramme erfassen mehr oder weniger homogene Teilbereiche zwischen Ehrwald und Issentalköpfl.

Diagramm 8 gibt Werte aus dem Lehngraben-Sattel wieder. Die ß-Achse liegt horizontal und streicht 100°. Das Streichen der wenigen einmeßbaren Klein-

faltenachsen tendiert zur SE-Richtung, nur eine taucht mit 40° ein, die übrigen liegen horizontal.

Aus der Betrachtung der Diagramme 7 und 8 kann kein Anhaltspunkt für eine generelle "Querstellung" der Schichten gewonnen werden, die als einer der wesentlichsten "Beweispunkte" für eine "Westüberschiebung des Wettersteingebirges" jahrzehntelang behauptet worden war (vgl. S. 82).

Das schlecht aufgeschlossene Gebiet zwischen den Holzer Wiesen und der Straße Ehrwald - Ehrwalder Alm konnte in einen Nordteil (Diagramm 9) mit 95° streichender und einen Südteil (Diagramm 1o) mit 75° streichender ß-Achse aufgegliedert werden. Beide Achsen liegen horizontal. Die einzige gemessene Kleinfaltenachse (am Fuß der Wetterstein-Südwand) streicht SE.

In der Umgebung des Issentalköpfls läßt sich außer einer 110°/horizontal liegenden ß-Achse, die der allgemein üblichen Lage von B_1 entspricht, die Andeutung einer steil nach NE eintauchenden ß-Achse feststellen (vgl. Diagramm 11). Eine einzelne Kleinfaltenachse ähnlicher Streichrichtung war vom Westfuß des Schneefernerkopfes bekannt geworden. Sonst kommen NE - SW-streichende Achsen im gesamten Untersuchungsgebiet nirgends vor, so daß ihrem Auftreten höchstens lokale Bedeutung zukommt.

Von Herrn cand. geol. K. GERMANN eingemessene Kleinfaltenachsen in den Aptychenschichten des Marienbergjoches streichen im Durchschnitt 90° bei schwachem E-Fallen. Die aus Schichtmessungen im Plattenkalk und in den Kössener Schichten des Brandstattkopfes gewonnene ß-Achse streicht dagegen 125° und fällt schwach nach NW ein, desgleichen drei dort gemessene Kleinfaltenachsen (Diagramm 23). Messungen aus dem Hauptdolomit des Brandstattkopfes ergeben eine horizontale, N - S-streichende ß-Achse. Sie gehören einer einzelnen, wahrscheinlich lokal verdrehten Scholle an.

6.4 Die West- und Nordumrahmung des Ehrwalder Beckens

6.4o Vorbemerkungen

Der Bau der westlichen und nördlichen Umrahmung des Ehrwalder Beckens ist wesentlich einfacher zu beschreiben als das östlich des Beckens gelegene Gebiet mit seinen vielfältigen, im nächsten Kapitel näher aufgezeigten Problemen. Kleintektonische und statistische Untersuchungen haben aber auch hier Unregelmäßigkeiten klar herausgestellt oder sogar erstmals erkennen lassen.

Dem einfachen Grundschema des Gebirgsbaues und der schlechten topographischen Unterlage entsprechend wurde auf eine Neukartierung im Ausmaß der im E stattgefundenen verzichtet. In dem auf dem AV-Blatt Mitte der Wettersteinkarte noch dargestellten und daher neu kartierten Gebiet nördlich des Ehrwalder Bahnhofs zeigte sich allerdings, daß auch in einfach gebauten Gegenden noch manche nicht unerheblichen Verbesserungen der alten geologischen Karten möglich sind.

6.41 Der Großbau der Lermooser Mulde und ihres nord- und südseitigen Rahmens

Beherrschendes Strukturelement ist westlich von Ehrwald die "Lermooser Mulde". Ihr Kern wird von Allgäuschichten gebildet. Beide Flanken führen Kössener Schichten, Plattenkalk und Hauptdolomit, der in weiten Falten im S die Loreagruppe, im N die Gipfel nördlich des Daniels aufbaut. Nach W läßt sich die Mulde, deren Kern mehrfach spezialgefaltet ist [4], bis ins Lechtal verfolgen, wo sie als "Holzgauer Mulde" bekannt ist.

Die Mulde ist weit nach N überkippt, die beiden Schenkel fallen fast isoklinal mit durchschnittlich 50° nach S ein.

Das südlich anschließende Gebiet der Loreagruppe bildet nach der "Spezialkarte", Blatt Lechtal (AMPFERER 1914 b) einen weiten, durch die Mulde des Loreakopfes zweigeteilten Sattel. Im Süden grenzt er an die "Jungschichten" des Nordfußes von Heiterwand und Wannig.

Im N schließt an die Lermooser Mulde ebenfalls ein spezialgefalteter Sattel an. Sein östlich der Loisach gelegener Teil, die "Törlenmasse", wird von einer WNW - ESE-streichenden Verwerfung durchzogen, die zwei Schollen mit völlig verschiedener Achsenlage trennt (vgl. S. 88). An einer Störung geringerer Bedeutung ist bei Obermoos eine Scholle des flach südfallend über einem Sockel von Hauptdolomit lagernden Plattenkalkes der Törlenmasse relativ abgesunken, so daß dort ein kleines Vorkommen von Kössener Schichten erhalten geblieben ist. Eine Abschiebung großen Ausmaßes (300 m Sprungweite, 400 m Sprunghöhe) trennt auf der linken Loisachseite gegenüber der Kapelle St. Anna nördlich des Ehrwalder Bahnhofes Plattenkalk von Hauptdolomit. Die Verteilung von Plattenkalk und Hauptdolomit auf der linken Loisachseite ist hier von AMPFERER (AMPFERER & OHNESORGE 1912) und REIS &

---

4) Nach einer frdl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. V. JACOBSHAGEN, Marburg.

PFAFF (1911) falsch angegeben worden, obwohl gerade die bedeutende Abschiebung von der Straße aus gut sichtbar ist. Sie trennt wie die erstgenannte Verwerfung zwei Schollen mit verschiedenen Achsenlagen (s.S. 88).

6.42 Analyse von ß- und B-Achsen (vgl. hierzu Beil. 3, Diagramm 12 - 23)

Wir betrachten zunächst den Kern der Lermooser Mulde. Diagramm 12 gibt Schichtmessungen aus den Allgäuschichten und - zum geringen Teil - Kössener Schichten südlich Berwang und Bichlbach wieder, Diagramm 13 entsprechende Messungen zwischen Wängle und Lermoos. Die ß-Achsen beider Gebiete fallen mit 10° nach W ein. Dieses Ergebnis entspricht dem allgemeinen schwachen W-Fallen der Muldenachse. Bekanntlich bilden gegen W zu bis zu den Oberkreide-Schichten bei Holzgau immer jüngere Schichten den Muldenkern.

Die Unterbrechung des Allgäuschichten-Zuges bei Brand und Mitteregg im Rotlechtal durch Kössener Schichten, also eine scheinbare Querstruktur, ist zwar großenteils nur eine Folge des tiefen Taleinschnittes, doch konnten an dieser Stelle auch Anzeichen für die Existenz einer N - S-streichenden ß-Achse festgestellt werden (Diagramm 14).

Auch innerhalb der Lermooser Mulde war also eine quer zur allgemeinen Streichrichtung verlaufende Einengung wirksam, die in Analogie zur Querfaltung der südlichen Mieminger Berge jünger ist als die Großfaltung mit E - W-streichender B-Achse (vgl. auch S. 1oo).

Ähnliche N - S-Strukturen deuten sich am Hebertaljoch westlich der Upsspitze an; die geringe Zahl von Meßwerten erlaubt jedoch hier keine gesicherten Aussagen.

Während der Kern der Mulde, wie wir gesehen haben, von Berwang bis Lermoos konstantes Streichen zeigt, weisen die Flanken im Meridian der Gartnerwand eine Tendenz zur Ausweitung der Mulde auf: Dies äußert sich im S durch das 120°-Streichen der Westhälfte des Gartnerwand-Kammes (Diagramm 15), im N durch das 55°-Streichen des Plattenkalkes nördlich Bichlbach und Wängle (Diagramm 17). Etwas weiter östlich, in der Osthälfte des Gartnerwand-Kammes (Diagramm 16) bzw. in der Gipfelregion des Daniels (Diagramm 18) streichen die Schichten wieder E - W.

Im mittleren Teil der Daniel-Ostflanke streichen die Schichten im Durchschnitt 125° statt der üblichen 90°. Achsen ließen sich leider weder messen noch konstruieren (Diagramm 19). Am SE-Fuß des Berges dagegen läßt sich mit Sicherheit eine ß-Achse von 145° Streichen und 35° SE-Fallen konstruieren (Diagramm 2o). Kleinfaltenachsen zeigen das gleiche Ver-

halten. Wir stellen somit fest, daß die Lermooser Mulde zumindest in ihrem Nordteil bei Lermoos aus ihrer E - W-Richtung abschwenkt und mittelsteil ins Ehrwalder Becken abtaucht.

Diese Achsenniederbiegung findet ihre N-Grenze an der neu entdeckten Abschiebung bei St. Anna (vgl. S. 86). Nordöstlich dieser Störung streichen ß- und B-Achsen zwar ebenfalls NW - SE, zeigen aber nur ganz unbedeutendes SE-Fallen von wenigen Grad (Diagramm 21). An der auf S. 86 erwähnten WNW - ESE-streichenden Störung, die das nördliche Törlenplateau durchschneidet, endet auch das anomale Verhalten bezüglich der Streichrichtung: Die horizontal liegenden Achsen streichen hier in E - W-Richtung (Diagramm 22).

Südlich des Ehrwalder Beckens scheint eine Umbiegung der Schichten und Achsen von der E - W-Richtung nach ESE vorhanden zu sein. Ein Abtauchen der Achsen nach E ist aber nicht feststellbar. Sie fallen eher schwach nach WNW ein (Diagramm 23), was dem geringen W-Fallen der ß-Achse im Bereich der Mulde entspricht.

7. Die Beziehungen zwischen den großtektonischen Einheiten

7.1 Das Verhältnis der Mieminger Masse zur Jungschichtenzone

(KRAUS 1936, 1956 b), KOCKEL (1956) und ZITZLSPERGER (1960) sehen zwischen Vorbergzug (= Mieminger Masse) und Jungschichtenzone keine tektonische Grenze, sondern einen lückenlosen stratigraphischen Übergang. Tatsächlich aber fehlen Hauptdolomit und Plattenkalk längs der Grenze Vorbergzug/Jungschichtenzone fast überall, obwohl sie sonst in der unmittelbaren Umgebung besonders mächtig entwickelt sind. Zwar kann der Plattenkalk, wie wir gesehen haben (s.S. 33), rasch an Mächtigkeit verlieren; doch ist dies für den Hauptdolomit bisher nicht bekannt geworden. Die Grenze zwischen den Raibler Schichten des Vorbergzuges und den "Jungschichten" (nicht nur Kössener Schichten!) ist auch nach ZITZLSPERGERs (1960) Profilen durchweg eine steilstehende tektonische Bewegungsfläche. Im eigenen Untersuchungsgebiet (Issentalköpfl) konnte sie als ca. 100° streichend und 70° nordfallend eingemessen werden. Die Schichten des Hauptdolomits und der Kössener Schichten werden von ihr hier im spitzen Winkel geschnitten.

Eine Anpressung der Mieminger Masse an eine vorher eingemuldete oder an Störungen versenkte Jungschichtenzone (BEURLEN 1944) oder ein Westschub der Mieminger Masse den Jungschichten entlang (v. LOESCH 1915) wäre mit den Beobachtungen am Nordrand des Vorbergzuges in Einklang zu bringen.

Die Untersuchung der Verhältnisse am Issentalköpfl spricht aber eindeutig für eine Überschiebung der Mieminger Masse auf die Jungschichten, die nach anderen Hinweisen von S nach N vor sich gegangen ist.

Betrachten wir zunächst die Westseite des Issentalköpfls: Topographisch unterhalb der zusammenhängenden Obertrias des Gipfelkammes zieht sich ein im Kartenbild NNW - SSE-streichender, mehrfach unterbrochener Streifen von Aptychenschichten hin, dem im W wieder Raibler Schichten folgen. Wir sahen bereits (s.S. 83), daß die "Jungschichten" an dieser Stelle keineswegs "quergestellt" sind, so daß das gewichtigste Argument für eine Westbewegung zumindest des Vorbergzuges mit dem Issentalköpfl (REIS 1911, S. 94; MYLIUS 1914 a, S. 465; v. LOESCH 1915, S. 72; LEUCHS 1924, S. 11o; 1927, S. 136) gegenstandslos geworden ist. Die Untersuchung der Grenzflächen zwischen den verschieden alten Schichten zeigte, daß die Trias des Köpfls an der topographisch höher liegenden Grenze die Jungschichten flach überlagert, während die tiefer am Hang aufgeschlossene Grenzfläche eine steilstehende Störung darstellt. Die beiden Störungen sind also völlig verschiedener Natur. Die einfachste Erklärung für Kartenbild und Beobachtung ist die Annahme einer flachen Überschiebung der Jungschichten durch das Issentalköpfl, die durch eine jüngere Verwerfung an der Westflanke etwas nach unten versetzt wurde.

Die Aptychenschichten der Westseite ziehen sich in Begleitung von Kössener Schichten um die SW-Ecke des Köpfls herum nach E bis in die Gegend der Pestkapelle. Dort grenzen sie im N an die Wettersteinkalk/Raibler-Schuppen des Issentalköpfl-Südhanges, im S an die Wettersteinkalk/Raibler-Schuppen des Igelseeplateau-Nordrandes. Es entsteht somit der Eindruck eines Halbfensters von Jungschichten in der Trias der Mieminger Masse.

In der Umgebung der Feldernalm östlich des Issentalköpfls treten "Jungschichten" sogar als echte kleine Fenster innerhalb der Trias des Gaistales zu Tage.

MYLIUS (1914 a, S. 463) und BODEN (193o, S. 184) deuten die Jungschichten der Feldernalm als Kern der "Gaistalmulde". Diese Deutung ist schon dem Kartenbild nach unwahrscheinlich. Die Achse der Gaistalzone taucht nach E ein; Jura und Neokom wären also höchstens in der Umgebung der Leutasch über dem dort erhaltenen Hauptdolomit zu erwarten, nicht aber am Issentalköpfl (vgl. auch SCHLAGINTWEIT 1912 a, S. 85).

Am bestaufgeschlossenen, näher untersuchten, westlichsten Vorkommen zeigt sich eindeutig, daß die Raibler Karbonatgesteine mit einer flachliegenden

Störungsfläche die jungen Schichten überlagern. Der Bach, der von NW kommend zur Feldernalm fließt, stürzt bei 17oo m NN in einem 1o m hohen Wasserfall über eine "Schichtstufe", die durch die Überlagerung der weichen Aptychenschichten und Allgäuschichten durch die Raibler Kalke und Dolomite des Issentalköpfls gebildet wird (vgl. Taf. 16, Fig. 1). Die Jungschichten sind am Kontakt zu den Triaskalken in einem Maße verquetscht und verschiefert, wie es nur an großen Überschiebungen zu beobachten ist (vgl. S. 93).

Auf Grund der mehrfach feststellbaren Unterlagerung der Trias des Issentalköpfls durch junge Sedimente kann somit eine Überschiebung der Jungschichten durch das Issentalköpfl von 1 km Schubweite als erwiesen gelten.

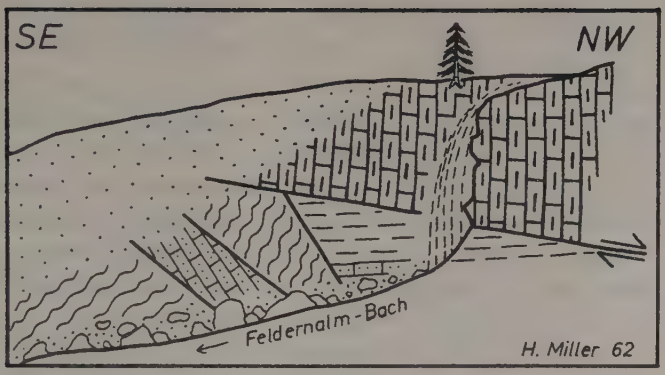
Diese Überschiebungsbewegung hat wohl den gesamten Vorbergzug, nicht nur seinen westlichen Eckpunkt, erfaßt. Vermutlich setzt sich im E die Überschiebung jenseits des Leutaschtales in der Überschiebung der Arnspitz-"Gipfelschuppe" (SCHNEIDER 1953 a, S. 51) fort.

Wir haben nun noch zu untersuchen, ob und wie weit sich der Ausbiß einer Überschiebung nach W und SW verfolgen läßt.

Der nächste größere Aufschluß der Grenze zwischen den Baueinheiten liegt am Fuß des "Hohen Ganges" (vgl. S. 83). Die dort nachgewiesene Verschuppung von Wettersteinkalk mit jüngeren Schichten weist auf nicht geringe tektonische Bewegungen hin. Nähere Angaben lassen sich hier nicht machen. Die innerhalb des Schachtkopfes durch den Bergbau angefahrenen "Jungschichten" werden dagegen sicher von der Trias überlagert.

Die Jungschichten des Marienbergjoches grenzen an einer Diagonalverschiebung an die Trias.

Als Beleg für die Annahme einer weitreichenden Überschiebung der Jungschichtenzone durch die Mieminger Masse in ihrer Gesamtheit haben wir also zunächst die 1 km vom heutigen Westrand der Mieminger Masse (Schachkopf-Westfuß) durch den Bergbau angefahrenen Juraschichten zu werten. Das plötzliche Absetzen des dem Wannig vorgelagerten Jungschichtenstreifens und der Lorea-Masse an den zwischen Marienbergjoch und Zundernkopf 3 km weit nach N vorspringenden Mitteltriasgesteinen der Mieminger Masse läßt sich ebenfalls nur durch die Annahme einer Überschiebung erklären. Das fast ausschließliche E - W-Streichen der Faltenachsen und die Nordvergenz der



Grüne Aptychenschichten
Allgäuschichten
Radiolarit
Kalke u. Dol. d. Raibler Sch.

Fig. 1: Das "Fenster" der "Jungschichtenzone" ("Lechtal-Einheit") innerhalb der überschobenen Mieminger Masse ("Inntal-Einheit") bei der Feldernalm südöstlich des Issentalköpfls. Der Feldernalm-Bach stürzt in einem 10 m hohen Wasserfall über die "Schichtstufe" der tektonisch hangenden Raibler Schichten auf die weichen Jura- und Neokomschichten der tektonisch tieferen Einheit.

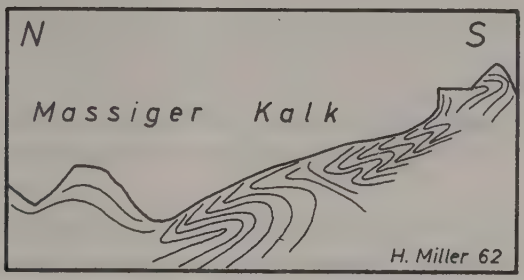


Fig. 2: Südvergente Kleinfalten in dünnschichtigen Aniskalken knapp oberhalb der Wetterstein-Überschiebung (Westfuß des Schneefernerkopfes). Sie beweisen die relative Südbewegung der Wettersteinmasse.

Jungschichtenfalten (s.S. 84) machen wahrscheinlich, daß die Überschiebungsbewegung S - N-gerichtet war. Für eine größere Westbewegung (v. LOESCH 1915, S. 7o) oder Nordwestbewegung (LEUCHS 1927, S. 131) der Mieminger Masse lassen sich keine Belege finden.

Ein Problem bleibt die steile, ja teilweise nach N fallende Grenzfläche des Nordrandes des Vorbergzuges gegen die Jungschichtenzone. Für LEUCHS (1924, S. 111; 1927, S. 135 f.) und BEURLEN (1944, S. 243 f.) ist ihr steiler Verlauf ein Beweis dafür, daß größere Überschiebungen am Nordrand der Mieminger Masse nicht stattgefunden haben. Diejenigen Autoren, die eine Überschiebung ("Inntaldecke") annehmen, gehen meist kritiklos über diese Erscheinung hinweg. SCHLAGINTWEIT (1912 a,b) und M. RICHTER (193o, 1937, 195o), die das Wettersteingebirge zur "Inntaldecke" rechneten, erklärten die Steilstellung durch nachträgliche "Deckenfaltung" (vgl. SCHLAGINTWEIT 1912 a, S. 83, Fig. 1).

Es wurde bei der Diskussion dieser Frage stets vorausgesetzt, daß es sich bei der steilstehenden Nordgrenze des Vorbergzuges einerseits und der am Issentalköpfl aufgeschlossenen bzw. weiter im SW wahrscheinlichen Überschiebungsfläche andererseits um ein und dieselbe Bewegungsbahn handeln müsse. Für diese Annahme liegt keinerlei Grund vor. Viel natürlicher und einfacher ist es, die steilstehende Störung am Nordrand des Vorbergzuges als junge Verwerfung anzusehen, an der nach dem Überschiebungsvorgang die Südscholle mitsamt der Überschiebungsfläche um etwa 3oo m abgesunken ist. Besonders plausibel wird diese Erklärung, wenn wir die schon früher (s.S. 83) erwähnte Verwerfung berücksichtigen, die südlich der von Ehrwald zur Ehrwalder Alm führenden Straße Kössener Schichten von Neokom trennt. Sie läuft ungefähr in der streichenden Fortsetzung der zur Frage stehenden "Nordrand"-Störung und versetzt, wie diese, die Südscholle um etwa 3oo m nach unten. Der einzige Unterschied zum Issentalköpfl bzw. Vorbergzug besteht darin, daß die Überdeckung durch überschobene Trias westlich der Ehrwalder Alm entweder nie vorhanden war oder bereits erosiv entfernt ist.

Wir können zusammenfassen: Die "Jungschichtenzone" wurde von S her durch die Mieminger Masse überschoben. Die Schubweite beträgt im W mindestens 4 km. 1 km Schubweite kann als gesichert gelten (Issentalköpfl), die restlichen 3 km sind als wahrscheinlich anzusehen.

Auf der Nordseite des Wannig-Zuges und der Heiterwand fällt die - eindeutig tektonische - Grenze Trias/Jura steil nach S ein. Die Frage, welcher Genese diese Grenzlinie ist und ob auch Wannig und Heiterwand von "Jungschichten" unterteuft werden oder ob sie vielleicht als "Wurzel" der Überschiebung zu gelten haben, ist schwer zu entscheiden und gehört in ein späteres Kapitel, das Ausblicke auf weniger gesicherte Annahmen gibt (vgl. S. 98).

7.2 Das Verhältnis der Wetterstein-Masse zur Jungschichtenzone

Der faszinierende Anblick der Überlagerung der Jungschichten durch die Trias der Reintalmulde am Westabsturz des Schneefernerkopfes (vgl. Taf. 15) war wohl einer der wesentlichsten Gründe dafür, daß die Mehrzahl der älteren Autoren eine E - W-gerichtete Überschiebung der Wettersteinmasse auf die Jura- und Kreidegesteine annahm.

Das teilweise falsch gedeutete, teilweise unrichtige Kartenbild der Karte von REIS & PFAFF (1911), das ein scheinbares N - S-Streichen der Jungschichten andeutet, zwang geradezu zu der Vorstellung einer durch Westschub hervorgerufenen Umbiegung der normalerweise E - W-streichenden Faltenzüge. Wir haben bereits auf S. 82 und S. 85 gesehen, daß eine Umbiegung der Faltenachsen in die N - S-Richtung, wie sie die Vertreter der E - W-Überschiebung fordern, bestimmt nicht existiert. Dieses vielzitierte Argument für eine E - W-gerichtete Überschiebungsbewegung ist damit hinfällig.

BODEN schreibt (1930, S. 184 und S. 194), das Wettersteingebirge sei im W an "deutlich östlich geneigter Fläche" aufgeschoben. Eine Neigung der Überschiebungsfläche nach E ließ sich im gesamten Untersuchungsgebiet zwischen Ehrwalder Köpfl und Issentalköpfl an keiner Stelle beobachten. Die vielerorts aufgeschlossene, allerdings oft schwer zugängliche Überschiebungsfläche zeigt meist eine Neigung nach N bis NNE, selten nach NE, an einer Stelle ist sie schwach nach S geneigt. Wenn man aus dem Einfallen einer Überschiebungsfläche auf die Herkunft der Schubmasse schließen darf, so käme dafür also nur N oder NNE in Frage, aber keinesfalls E. Allenfalls wäre noch an ein tauchdeckenartiges Absteigen einer von S kommenden Schubmasse zu denken.

Analog den Verhältnissen am Nordrand des Vorbergzuges diente auch am Südrand des Wettersteingebirges der häufig steile, ja saigere Verlauf der Trennungslinie Wettersteinmasse/Jungschichtenzone als Argument gegen eine S- oder N-Überschiebung der Wettersteinmasse und für eine Westbewegung.

LEUCHS widmete 1930 dem "Bau der Südrandstörung" eine eigene Untersuchung. Er kam zu dem Ergebnis, daß die Wetterstein-Südwand aus "zahlreichen sich ablösenden W- bis WNW-streichenden Störungen" bestünde. Schon diese Uneinheitlichkeit der Begrenzungsfläche gegen die Jungschichten spricht m.E. gegen eine zu große Bedeutung der zweifelsohne vorhandenen E - W-Bewegungen des Wettersteingebirges. Den gewichtigsten Beweispunkt gegen eine westgerichtete Überschiebung als Folge der E - W-Bewegung lieferte aber LEUCHS selbst: Wenn, wie er 1930 auf S. 93 schreibt, die zahlreichen Rutschstreifen an den E - W-Störungen "meistens 10 - 20°, seltener 30°, ganz selten 40° nach W" geneigt sind, und nur ein einziges Mal eine E-Neigung von 10° beobachtet werden konnte, dann ist eine Aufschiebung der Wettersteinmasse nach W entlang dieser Harnische schlechterdings unvorstellbar. Die Zeichnung, die LEUCHS (1927, S. 135, Abb. 20) vom Vorgang der West-Aufschiebung entwarf, ist mit dem Westfallen der Harnischstriemen am "Gleitlager" der Jungschichten nicht vereinbar.

Während oberhalb des Lehngrabens, am Westrand des Gebirges die aufgeschlossene Grenze Wetterstein-Trias/Jungschichten zum größten Teil flach liegt, überwiegt auf der Südseite des Gebirges eine steile Stellung dieser Trennungslinie - eben der "Südrandstörung". Die auch hier durchaus nicht seltenen Aufschlüsse mit flach liegender Überlagerungsfläche wurden meist als geringe sekundäre Überschiebungen in N - S-Richtung während des E - W-Schubes gedeutet. Überschiebungsvorgang und Entstehung der steilstehenden "Südrandstörung" wurden hier wie am Vorbergzug (vgl. S. 91) zeitlich und mechanisch gleichgesetzt.

Diese Annahme stimmt zumindest für das Gebiet zwischen Ehrwalder Köpfl und Issentalköpfl nicht: In allen beobachtbaren Fällen sind die steilstehenden E - W-verlaufenden Störungen jünger als die flachliegenden Trennungsflächen. Ferner fällt immer wieder auf, daß die flachliegenden Trennungsflächen selten ganz eben sind, sondern eine sehr unruhige Wellung mit Wellenlängen im dm-Bereich aufweisen, wobei als Wellungsachse die E - W-Richtung bevorzugt zu sein scheint. "Jungschichten" und Triasgesteine, insbesondere die anisischen Knollenkalke sind an den Störungen dieser Art beide in einem Ausmaß umgewandelt, daß es manchmal schwer fällt, sie zu unterscheiden. Die jüngeren, saiger stehenden Störungen schneiden dagegen die Gesteine meist ebenflächig ab und rufen nur geringe Veränderungen an ihnen hervor.

Da die Überlagerung der Jungschichtenzone durch die südliche Wettersteinmasse nach den Verhältnissen am Westrand, dem häufigen Auftreten flacher Überschiebungen am Südrand und der Unterteufung der Trias des Öfelekopfes durch Jungschichten am Südostrand des Gebirges (BÖGEL 1960, S. 26, Profil 2) nicht zu bezweifeln ist und von fast allen Autoren anerkannt wird, muß bei der erwiesenen Unwahrscheinlichkeit einer Überschiebung aus E eine andere Herkunftsrichtung der Schubmasse gesucht werden.

Gegen die Verbindung der Wettersteinmasse mit der Mieminger Masse und damit gegen eine Herkunft der Wettersteinmasse aus S sprechen mehrere Gründe: Erstens sind, wie schon LEUCHS (1930, S. 94) betonte, der Nordrand des Vorbergzuges und der Südrand des Wettersteingebirges nicht zu einem "Deckensattel" zu vereinigen. Der Südrand des Wettersteingebirges könnte zwar, wie SCHLAGINTWEIT (1912 a,b) und M. RICHTER (1930, 1937) annahmen, durchaus als Nordflügel eines "Deckensattels" betrachtet werden, der Vorbergzug ist aber, wie auf S. 78 gezeigt, zum größten Teil (mit Ausnahme der Gehrenspitze) ebenfalls ein Sattel-Nordflügel und nicht der geforderte Südflügel des "Deckensattels".

Ein weiteres Argument gegen eine Verknüpfung des Wetterstein-Gebirges mit der Mieminger Masse ist das Fehlen eines Nordrandes einer derartigen großen Schubmasse. ZEIL hat dies bereits klar hervorgehoben (1959, S. 86, Abb. 4). Das Wettersteingebirge steht mit seinem nördlichen Vorland in fast ungestörtem Zusammenhang; auch weiter dem Alpenrand zu ließ sich eine Nordgrenze der somit immer größer werdenden "Inntaldecke" nicht finden.

Ferner ist bereits von AMPFERER (1905 b, 1912, 1914 a) und SCHNEIDER (1953 a) darauf hingewiesen worden, daß die eigentliche, von der Heiterwand über den Nordrand der Mieminger Masse nach E ins Karwendel ziehende "Inntaldecke" in der Arnspitzgruppe auf die Wettersteinmasse aufgeschoben ist, also mit dem Wettersteingebirge keine großtektonisch einheitliche Schubmasse bilden kann.

Eine Herkunft der Schubmasse aus W ist wegen der engen Verbindung des Gebirges mit dem Karwendelgebirge und wegen des Fehlens eines Verankerungsbereiches im W nicht diskutabel.

Es bleibt also nur übrig, eine relative N - S-Bewegung der Wettersteinmasse anzunehmen.

Die Herkunft der Wettersteinmasse von N geht jedoch nicht allein daraus hervor, daß sie eben anderswoher nicht bezogen werden kann.

Das N- bis NNE-Fallen der Schubfläche deutet auf die Schubrichtung aus N hin, noch mehr aber die häufig beobachtbare Südvergenz von Groß- und Kleinfalten. Am auffälligsten ist diese Erscheinung am Lehngrabensattel (Taf. 15), sie ergreift aber z.T. auch die südlich anschließende Neokommulde (vgl. S. 82) und ist bis ins Puitental hinüber immer wieder zu beobachten (AMPFERER 1931, S. 31). Im Kern des Lehngrabensattels zeigen Kleinfalten ausgeprägte Südvergenz. Besonders schön ist die Südvergenz an Kleinfalten in anisischen Knollenkalken nicht weit über der Überschiebung am Westfuß des Schneefernerkopfes zu sehen (Taf. 16, Fig. 2).

Aus dem durchschnittlichen Einfallswinkel der Schubfläche könnte eine Schubweite von etwa 8 km abgeleitet werden, wenn man unterstellt, daß der Faltenspiegel der Wetterstein-Masse und der Jungschichtenzone vor der Entstehung der Überschiebung gleiches Niveau hatten. Da die Wetterstein-Masse aber wahrscheinlich schon zu Beginn der Überschiebungsbewegung als ausgedehnte Sattelzone ("Antiklinorium") der Großmulde der Jungschichtenzone gegenüberstand (vgl. S. 97), ist der Betrag von 8 km sicher zu hoch gegriffen.

Das nördlichste vielleicht noch von der Wettersteinmasse überschobene Vorkommen von "Jungschichten", die Kössener Schichten des Zugwaldes an der NW-Seite der Zugspitze, liegt 5 km nördlich des Wetterstein-Südrandes. Wenig weiter im N gehen Vorland und Wettersteinmasse ungestört ineinander über. Im S war die Überschiebung nie viel weiter nach S ausgedehnt als heute, da sie im Gebiet der Jungschichtenzone mit der Mieminger Masse zusammenstoßen mußte. Der Wert von 6 km dürfte die maximale Schubweite etwa wiedergeben.

Für den Überschiebungsvorgang braucht nicht unbedingt eine absolute N - S-Bewegung der Wettersteinmasse gefordert werden. Es genügt die Annahme, daß der früh als Sattelzone vorgeprägte Triasklotz des Wetterstein-Gebirges bei der allgemeinen N - S-Einengung der Kalkalpen sich als starres Widerlager auswirkte und, nach Abscherung von seinem Untergrund, in relativer Ruhelage von den "Jungschichten" unterschoben wurde.

Die vorher ausführlich begründete Ablehnung einer E - W-gerichteten Überschiebung der Jungschichten durch die Wettersteinmasse bedeutet nicht, daß die Existenz der häufig zu beobachtenden E - W-verlaufenden Störungen geleugnet würde (vgl. S. 80). Diese sind aber jünger als die "Wetterstein-Überschiebung" und haben mit der Überschiebung der Wetterstein-Masse auf die "Jungschichten" nichts zu tun.

7.3 Das Verhältnis der Jungschichtenzone zur Lermooser Mulde und zu deren Rahmen

Die zeitweise von AMPFERER (1914 a, AMPFERER & OHNESORGE 1924) vertretene Ansicht, die Jungschichtenzone setze sich nach W nicht in der Lermooser Mulde fort, sondern im Jungschichtenstreifen nördlich des Wannigs, hat wenig Wahrscheinlichkeit für sich, da die Jura- und Kreidegesteine nördlich des Wannigs und am Marienbergjoch durchweg W - E bis WSW - ENE streichen und keinerlei Tendenz zeigen nach N umzubiegen, um sich mit den Jungschichten östlich Ehrwalds zu vereinigen. Auch träte bei einer solchen Annahme die Frage auf, wo dann die westlich Ehrwalds so deutliche Lermooser Mulde ihre Ostfortsetzung hätte. Die Reintalmulde des Wetterstein-Gebirges kommt kaum als Ostfortsetzung der Lermooser Mulde in Betracht, wie das LEUCHS (1927) annahm, da die Reintalmulde ja erst durch die relative Südbewegung der Wetterstein-Masse in ihre heutige Lage im Streichen der Lermooser Mulde gebracht wurde.

Die natürlichste Lösung ist, die Jungschichtenzone mit der Lermooser Mulde gleichzusetzen. Für diese Annahme spricht nicht nur der Umstand, daß die "Jungschichtenzone" sich in der unmittelbaren streichenden Fortsetzung der Lermooser Mulde befindet. Wir haben auf S. 87 gesehen, daß die B-Achsen am Ostende der Lermooser Mulde NW -SE streichen und nach SE abtauchen. Entsprechend SE-streichende Kleinfaltenachsen, für die wir bisher keine Erklärung hatten, fanden sich auch im Bereich des Westendes der Jungschichtenzone (Diagramm 8 und 9). Sie markieren demnach das Ostende der Achsenablenkung, die unterhalb des Danielgipfels begann. Die Achsenniederbiegung am Westrand des Ehrwalder Beckens führt dazu, daß in der Jungschichtenzone nicht mehr Allgäuschichten, sondern Aptychenschichten als Muldenfüllung dominieren. Daß die Jungschichtenzone in sich mehrfach gefaltet ist, bedeutet zur scheinbaren Einförmigkeit der Lermooser Mulde keinen Gegensatz; auch diese zeigt Spezialfaltung (vgl. S. 86), nur ist sie wegen der einheitlichen Füllung der Mulde mit Allgäuschichten nicht auf den ersten Blick zu erkennen.

Für die Auffassung HEISSELs (1958), der annimmt, daß die Lermooser Mulde und der Jungschichtenzug nördlich des Wannigs sich um den abtauchenden Sattel Loreakopf - Grubigstein unter dem Ehrwalder Becken bogenförmig schließen, spricht das Jura-Vorkommen im Max-Braun-Stollen des Schachtkopf-Bergbaues, das im Streichen der Loreakopf-Trias liegt. Allerdings scheinen einem Abtauchen des Loreakopf-Gewölbes nach E die WNW-fallenden Achsen des Brandstattkopfes (vgl. Diagramm 23) zu widersprechen. Die Unklarheit in diesem Bereich könnte nur durch eingehende Untersuchungen der Obertrias beiderseits der Fernpaßsenke beseitigt werden.

8. Die Strukturzusammenhänge im Gebiet des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges und ihre zeitliche Entwicklung

Nach der Untersuchung aller einzelnen Bauelemente und ihrer Beziehungen zueinander können wir nunmehr einen Überblick über die Baugeschichte des Wetterstein- und Mieminger Gebirges entwerfen.

8.1 Großstrukturen

Wir sehen als erstes, daß der Großfaltenbau im wesentlichen älter ist als die Bruchtektonik, da die Überschiebungen stets bereits fertige Faltenstrukturen abschneiden. Vermutlich bildeten sich die späteren großen Schubmassen, Wetterstein- und Mieminger Masse, schon während der Faltung als "Antiklinorien" beiderseits des "Synklinoriums" der Jungschichtenzone (im weiteren Sinn) heraus.

Im Anschluß an diese Faltungsperiode entstanden die weitreichenden Überschiebungen der Mieminger Masse bzw. Wetterstein-Masse auf die zwischen beiden liegende Zone junger Schichten.

Nach AMPFERERs Zeichnung (1912, S. 203) verläuft der Nordrand der von ihm als "Inntaldecke" bezeichneten Einheit im uns interessierenden Gebiet am Nordfuß des Wannigs und des "Vorbergzuges". Halten wir uns vor Augen, daß die nachweisbare Überschiebung der Mieminger Masse (= "Inntal-Einheit") nach N am Westrand der Mieminger Berge etwa 4 km beträgt, die Überschiebung der zur "Lechtal-Einheit" gehörenden Wetterstein-Masse nach S aber etwa 6 km, so wird klar, daß Mieminger Masse und Wetterstein-Masse sich gleichberechtigt gegenüber stehen, nicht als "höhere und tiefere Decke". Zumindest zwischen Ehrwald und Scharnitzjoch ist der Baustil des Gebirges symmetrisch; die ehemals viel breiter entwickelte Jungschichtenzone wurde von S und N her mehr oder weniger gleichzeitig durch die Mieminger Masse bzw. die Wetterstein-Masse tektonisch überwältigt.

Die Südvergenz im Nordteil der Jungschichtenzone und die Nordvergenz in ihrem Südteil ist eine Folge der zweiseitigen Zuschiebung der Jungschichtenzone durch die Triasmassen.

Es ergeben sich auffallende Parallelen zur Deutung der Hornbachzone in den Allgäuer Alpen als zweiseitig zugeschobenem Muldenzug durch MYLIUS (1914 a) und JACOBSHAGEN (1961). "Bivergente" Faltung und Überschiebung in großen Ausmaßen ist also in den nördlichen Kalkalpen durchaus keine

Ausnahme, sie wurde nur bisher wegen der "Selbstverständlichkeit" der N-gerichteten "Deckenbewegung" meist übersehen.

Auf einen möglichen Zusammenhang der Tektonik des Untersuchungsgebietes mit der jurassischen (vielleicht auch triassischen ?) Schwelle innerhalb der Jungschichtenzone wurde bereits auf S. 54 hingewiesen. Es könnte sein, daß die Schwächezone der obersten Erdkruste, die sich dort schon in den Ehrwalditdurchbrüchen anzeigte, auch für die Tektogenese von Bedeutung war, indem sie große Schollenüberschiebungen wie die der Wetterstein- und Mieminger Masse erleichterte.

Östlich der Leutasch wird die Symmetrie des Baustils aufgegeben: Die Inntal-Einheit überfährt die Wettersteinmasse in wachsendem Ausmaß.

Es ist sehr fraglich, ob die in der Arnspitzgruppe festgestellte Überschiebung der Mieminger Masse auf die Wettersteinmasse auch westlich des Leutaschtales erfolgt ist. Wahrscheinlich näherten sich hier die Schubmassen, bis sie sich unmittelbar berührten. Als nach dem Zusammentreffen die einengende N - S-Spannung anhielt, kam es vermutlich zu den <u>internen Aufschiebungen</u> innerhalb der beiden Triasmassen.

Das relativ niedrige Alter zumindest eines Teiles der internen Aufschiebungen der Mieminger Masse wurde bereits aufgezeigt (s.S. 75). Auch die Hauptsattel-Aufschiebung des Wettersteingebirges (s.S. 79) ist sicher jünger als die Überschiebung der Wettersteinmasse über die Jungschichten, da das Auftreten der Aptychenschichten-Schuppe am Ehrwalder Köpfl (vgl. S. 79) nur erklärbar ist, wenn vor dieser internen Aufschiebung bereits junge Schichten unter der Trias lagen.

Es ist möglich, daß der im W viele km messende Überschiebungsbetrag der Wettersteinmasse auf die Jungschichtenzone gegen E zu geringer wird. Vielleicht wird die Einengung vom Arnspitzstock ab, wo die Mieminger Masse die Wettersteinmasse überfährt, in nach E zu wachsendem Ausmaß von der S - N-gerichteten Aufschiebung der Mieminger Masse (= Inntal-Einheit) allein übernommen.

Ein großes Problem bietet die Frage, wie die steil südfallende Grenzlinie zwischen Inntal- und Lechtal-Einheit nördlich des Wannigs und der Heiterwand in das Bauschema eingeordnet werden kann.

Man könnte annehmen, die aufgeschlossene steilstehende Trennungsfläche sei eine normale Verwerfung. Ihre Sprunghöhe müßte dann aber unwahrscheinlich hoch angesetzt werden, da die Störung fast schichtparallel verläuft. Eine zweite Möglichkeit wäre, unter dem Niveau der Fernpaßsenke eine flache Überschiebung des Wannig-Heiterwand-Zuges auf den Jungschichtenzug anzu-

nehmen und der steilstehenden Störung die gleiche Funktion zuzuweisen wie den Längsstörungen beiderseits der "Jungschichtenzone" (vgl. S. 91 und 93). Auch diese Annahme hat wenig Wahrscheinlichkeit, da eine solche junge ENE-streichende Störung von weit über 1ooo m Sprunghöhe am Marienbergjoch auch in die Trias der Mieminger Masse übergreifen müßte; sie ist dort aber nirgends zu beobachten.

Nachträgliche Steilstellung einer ursprünglich flacher verlaufenden Überschiebung ist kaum anzunehmen, da eine derartige Verbiegung auch im Norden der Trennungsfläche innerhalb der Jungschichtenfaltenzüge und -schuppen nördlich des Wannigs sichtbar werden müßte. Eine solche Verstellung ist aber nicht wahrzunehmen; es zeigt sich auch nach dem Profil AMPFERERs (1905 b, S. 498) dort die im Südteil der Jungschichtenzone allgemein übliche schwache Nordvergenz.

Die einzig mögliche Fortsetzung der durchgreifenden Trennungsfläche nördlich des Wannigs ist die Überschiebungsfläche der Mieminger Masse auf die Jungschichten. Das hieße, daß diese vom Issentalköpfl bis zum Marienbergjoch mehr oder weniger horizontal liegende Störung südlich des Marienbergjoches steil nach unten umbiege und damit den Verankerungsbereich der Mieminger-Überschiebung anzeige.

Die Erscheinung, daß tektonische Strukturen in tieferen Stockwerken oft steiler sind als in höheren, wurde auch von SCHNEIDER (1953 a, S. 49) für den Arnspitzstock besonders hervorgehoben.

Nach Beendigung der weitreichenden Überschiebungsbewegungen fand in den Verankerungsbereichen der Gebirge eine geringe Querfaltung statt (s.u.). Wetterstein-Gebirge und Jungschichtenzone wurden gleichzeitig an E - W-streichenden Blattverschiebungen und Verwerfungen in Schollen zerlegt. Als letzte Bruchbewegung - nur anfangs in den Mieminger Bergen noch von Aufschiebungen in N - S- und S - N-Richtung begleitet - spielten sich an den im ganzen Gebiet verbreiteten NNW-gerichteten "Ammerstörungen" und NNE-gerichteten "Loisachstörungen" Blattverschiebungen ab.

8.2 Achsenpläne

Zum Abschluß seien nochmals die Ergebnisse der gefügekundlichen Untersuchungen kurz zusammengefaßt (vgl. Taf. 17 - 19):

Wir erkennen, daß eine für die Mieminger Masse, die Wetterstein-Masse

und die Jungschichtenzone gleichliegende Häufungsstelle von ß- und B-Achsen bei schwachem E-Fallen zwischen 80° und 120° liegt. Die Lermooser Mulde und ihre Nachbarfalten weisen ein gleich streichendes, aber schwach W-fallendes Maximum auf.

Die Prägung der E- bis ESE-streichenden Achsen geht auf einen ältesten Verformungsplan I (B_1) zurück. Die Kippung der Achsen des Wetterstein- und Mieminger Gebirges nach Osten ist in der Hauptsache jünger als die Faltung.

Im Wetterstein-Gebirge ist ein nur wenig abweichender, jüngerer Beanspruchungsplan I' mit 80°-streichender Achse (B_1') feststellbar. Er hat Kleinfaltenachsen der B_1-Richtung bereits mitrotiert (vgl. Beil. 3, Diagramm 6).

Ein besonderes Problem stellen die im Wetterstein- und Mieminger Gebirge gefundenen N - S-streichenden ß- und B-Achsen (B_2) dar (Verformungsplan II). Allein aus den Diagrammen ist ihre Altersstellung relativ zur Großfaltung mit E - W-streichenden Achsen nicht zu ermitteln. Wahrscheinlich ist ihre Prägung aber jünger als die der E - W-Achsen (vgl. auch SCHMIDEGG 1951, S. 199). Einerseits ist nämlich ein plötzlicher und übergangsloser Wechsel von einer schwachen E - W-Einengung zu einer kräftigen N - S-Einengung schwer vorstellbar; andererseits kann aber eine schwache Querfaltung des alten E - W-streichenden Faltenbaues ohne Annahme eines eigentlichen Wechsels des Beanspruchungsplanes als Folge der Querdehnung bei der starken Einengung in N - S-Richtung verstanden werden. Wenn eine Längung senkrecht a, d.h. parallel B_1, wegen der festen Einspannung des beanspruchten Körpers nicht stattfinden kann, so steigt zwangsläufig die Druckspannung senkrecht B_1 an und kann zu Faltungserscheinungen führen ("B senkrecht B'" nach SANDER 1948, S. 180).

Nun fällt auf, daß in den Triasmassen des Wetterstein- und Mieminger Gebirges N - S-streichende Achsen sich nur in den Bereichen finden, in denen die Gebirgskörper mit ihrem Untergrund fest verbunden sind. Nur dort war also die feste seitliche Einspannung der Faltenzüge gegeben, die zur Überprägung des B_1 durch das senkrecht dazu stehende B_2 führte. In den auf die "Jungschichtenzone" aufgeschobenen Teilen der Triasmassen konnte dagegen ein Spannungsausgleich in Form von Schollenbewegungen stattfinden.

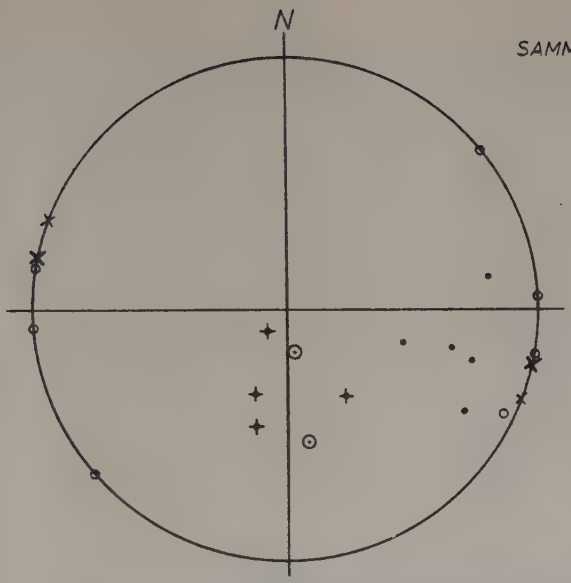


Fig. 1: 17 ß- und B-Achsen der Mieminger Berge.
Legende s. Tafel 19.

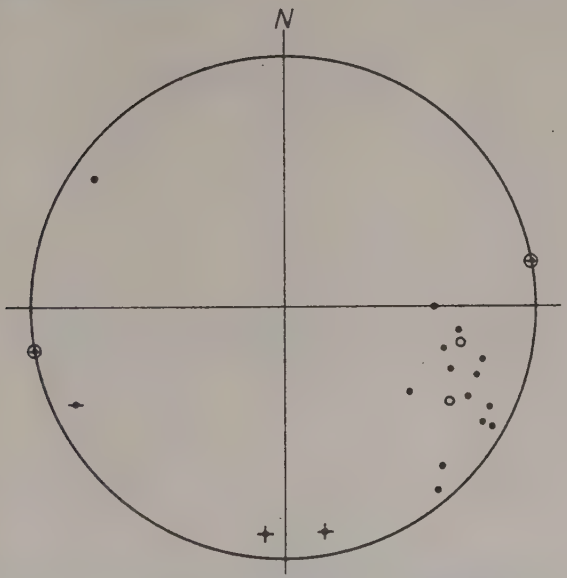


Fig. 2: 20 ß- und B-Achsen des südwestlichen Wettersteingebirges. Legende s. Tafel 19.

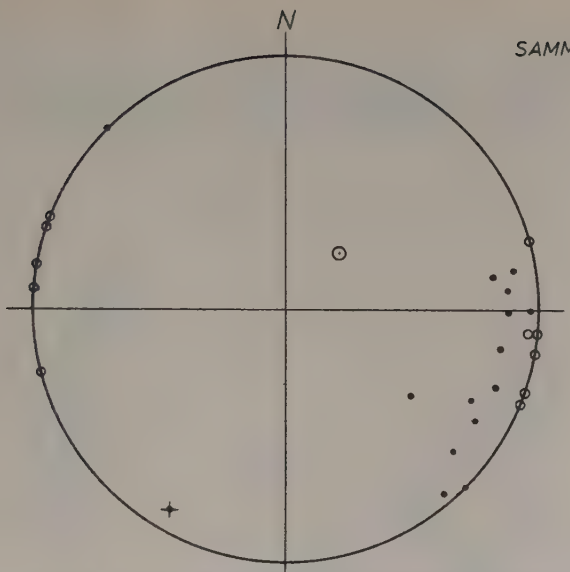


Fig. 1: 20 ß- und B-Achsen der Jungschichtenzone. Legende s. Tafel 19.

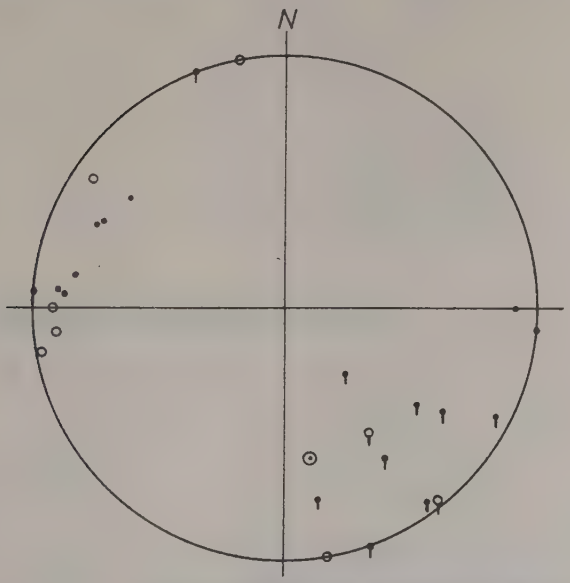
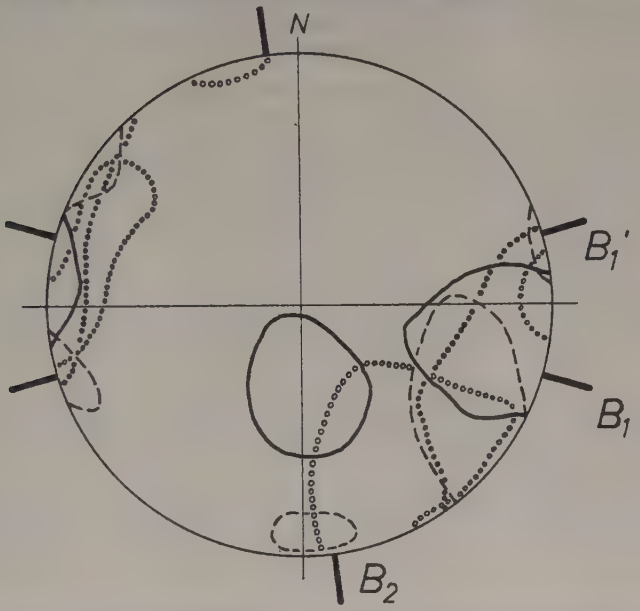


Fig. 2: 24 ß- und B-Achsen der Lermooser Mulde und ihres nord- und südseitigen Rahmens. Legende s. Tafel 19.

Synoptisches Diagramm der Häufungsbereiche von ß- und B-Achsen in den verschiedenen tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes.



Legende zu den Tafeln 17 und 18

Kleinfalten-Achsen: • = B_1, ⊸ = B_1', + = B_2
× = rückgeformte Achsen

ß-Achsen: ○ = $ß_1$, ⊖ = $ß_1'$, ⊙ = $ß_2$
× = rückgeformte Achsen

ƪ bzw. ƪ = nachträglich verbogene Achsen am Ostende des Nordflügels der Lermooser Mulde.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das bogenförmige Streichen des Südflügels des Mieminger Großgewölbes (vgl. Beil. 1) zwischen Wannig und Breitenkopf. Möglicherweise spielt bei der Querfaltung dieses Gebirgsteiles auch eine durch diese großräumige Verbiegung veranlaßte Druckbeanspruchung des konkaven Teiles des Schichtpaketes eine Rolle.

Das untergeordnete Vorkommen NNE - SSW-streichender Achsen in den Jungschichten am Westfuß des Schneefernerkopfes und am Issentalköpfl dürfte auf lokale Schollenverdrehungen zurückzuführen sein.

Die Achsenverbiegung am NE-Rand der Lermooser Mulde, die in Tafel 19 durch das ausgeprägte Maximum schwach bis mittelsteil SE- bis SSE-fallender Achsen belegt wird, ist genetisch schwer zu deuten. AMPFERER (1931, S. 28) führte sie auf den Vorschub der Wetterstein-Masse zurück. Da die relative Absenkung des Törlenplateaus im wesentlichen auf einer - AMPFERER unbekannten - Abschiebung (vgl. S. 86) beruht, also Folge einer Zugbeanspruchung (!) ist, und auch die Achsenverdrehung räumlich mit dieser Abschiebung zusammenhängt, kann sie schwer auf den einengenden Vorgang der Wetterstein-Überschiebung zurückgeführt werden.

Ich glaube vielmehr, daß es sich bei dieser Verbiegung eher um einen relativ jungen Vorgang nach Art einer großräumigen Flexur an einer quer zum Streichen das Ehrwalder Becken durchsetzenden Störungszone handelt. Die Überschneidung dieser Störungszone und Flexur mit der Synklinalstruktur der Lermooser Mulde könnte zur Erklärung der morphologischen Erscheinung des Ehrwalder "Beckens" herangezogen werden.

8.3 Regionale Spannungspläne und ihre Auswirkung auf die Strukturentwicklung

Die vorstehend aufgezeigten Großstrukturen und ihre mehrphasige Überprägung lassen sich somit auf eine mehrmalige Änderung des Spannungsplanes zurückführen:

1. Größte Hauptspannung um die N - S-Richtung schwankend; Entstehung des Großfaltenbaues mit durchschnittlich E - W-gerichteten B-Achsen.

2. Weiterbestehen der hohen N - S-Spannung; nach Beendigung der Faltbarkeit der kompetenten Triasklötze wurden diese zur weiteren Raumverengung von S (Mieminger Masse) und N (Wetterstein-Masse) über die enger faltbaren Jura- und Kreidegesteine geschoben.

3. Ansteigen der E - W-Spannung als Kompensation der Querdehnung bei gesteigerter N - S-Einengung. Entstehung von N - S-streichenden Falten

im Verankerungsbereich der Mieminger Masse und der Wetterstein-Masse. Im Südteil der Mieminger Berge bildete sich die Aufschiebung "A", im Wetterstein-Gebirge die "Hauptsattel-Aufschiebung".

In den auf die Jungschichtenzone überschobenen und daher freier beweglichen Gebirgsteilen rissen E - W-streichende Störungen auf, an denen im Wetterstein-Gebirge W-Bewegungen von Streifenschollen stattfanden.

4. Durch die vorgenannten "Longitudinal-Bewegungen" scheint die E - W-Spannung nahezu völlig kompensiert worden zu sein. Bei weiterem Anhalten oder Wiederaufleben der N - S-Spannung entstanden die jüngeren, internen Aufschiebungen innerhalb der Mieminger Berge ("B" südvergent, "C" nordvergent).

   Nach völligem Zusammenbruch der E - W-Spannungen fanden Blattverschiebungen in NNW- und NNE-Richtung statt.

5. Abklingen der horizontalen Spannungen. Vertikale Hebungsbewegungen führten zur morphologischen Ausgestaltung des Hochgebirges.

Zusammenfassung

Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit bestand darin, die bisher auf Grund ungenügender Unterlagen strittige Frage zu klären, ob und in welcher Form Überschiebungen am Bau des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges beteiligt sind.

Die zur Beantwortung dieser Frage nötige Kartierung des Ostrandes des Ehrwalder Beckens im Maßstab 1 : 1o ooo erbrachte eine Reihe neuer stratigraphischer und paläogeographischer Erkenntnisse, die im ersten Teil der Arbeit vorgelegt werden. Die vor allem auf tektonische Details Rücksicht nehmende geologische Karte erlaubte zusammen mit der gefügekundlichen Auswertung der großen Zahl gemessener tektonischer Einzeldaten eine Stellungnahme zu früheren Deutungen der tektonischen Zusammenhänge, die zum Teil gewisse ältere Ansichten bestätigt, zum Teil aber auch neue Gesichtspunkte enthält.

A. Stratigraphie

1. Die von AMPFERER als Raibler Schichten und Hauptdolomit kartierten Gesteine der zentralen Mieminger Berge gehören größtenteils zu den Reichenhaller Schichten (Oberskyth? bis Unteranis).

   Ihr hangender Abschluß wird stellenweise durch ein Transgressionskonglomerat gebildet.

2. Der Name "Muschelkalk" für die anisischen Riff- und Knollenkalke der Alpen sollte nicht mehr verwendet werden, da die alpinen Gesteine, die bisher diesen Namen trugen, weder lithologisch noch zeitlich dem Muschelkalk der germanischen Trias wirklich entsprechen. Es werden innerhalb der anisischen Riff-Knollenkalk-Serie 5 lithologische Typen unterschieden, die nicht horizontgebunden sind. Die Gesteine können z.T. seitlich von Reichenhaller Schichten faziell vertreten werden.

   Den anisischen Hornsteinkalken sind Tuffe und Tuffite eingelagert, die lokalen oberanisischen Eruptionen ihre Entstehung verdanken.

3. Die o - 1oo m mächtigen Übergangsschichten zwischen Riff-Knollenkalk-Serie und Wettersteinkalk, deren bezeichnende Eigenart ihr Bankungsrhythmus ist, werden wegen ihrer Ähnlichkeit mit den Kalkbänken innerhalb der Partnachmergel als "Partnachkalk" bezeichnet.

4. Der Wettersteinkalk besteht aus drei lithologischen Typen: Riffkalk, Algenschuttkalk und feinschichtigem Kalk. Riffkalk und Algenschuttkalk können sich faziell seitlich vertreten.

   Der Wettersteinkalk führt in drei Horizonten Erze verschiedener Zusammensetzung: Der untere Horizont (ca. 8o m über der Liegendgrenze) enthält spärlich Bleiglanz, Zinkblende und Kupferminerale mit vorwiegend Ankerit als Begleiter, der zweite (im oberen Wettersteinkalk) ist reich an Bleiglanz, Zinkblende und Flußspat, der dritte (Grenzhorizont zu den Raibler Schichten) enthält als einziges Erz Pyrit. Die Erze sind primär gleichzeitig mit dem umgebenden Sediment entstanden.

   Die Untergrenze des Wettersteinkalkes liegt im höheren Oberanis, seine Obergrenze im untersten Karn (die cordevolische Unterstufe wird zum Karn gerechnet).

5. Hauptdolomit und Plattenkalk ersetzen sich seitlich weitgehend. Der Plattenkalk nimmt in der Umgebung von Lermoos die ungewöhnliche Mächtigkeit von mindestens 6oo m an, südlich von Biberwier geht seine Mächtigkeit auf weniger als 1o m zurück.

6. Die Sedimente des Juras und der Unterkreide wurden z.T. neu gegliedert. Die Genauigkeit der stratigraphischen Einstufung der jurassischen Sedimente des Wetterstein-Gebirges konnte auf Grund neuer Fossilfunde gegenüber den älteren Arbeiten wesentlich erhöht werden.

7. Für die Kalke, Fleckenkalke und Mergel des Lias und Unterdoggers wird der Name "Allgäuschichten" wieder eingeführt. Die Obergrenze der Allgäuschichten liegt im westlichen Wettersteingebirge in der Zone der Ludwigia murchisonae.

8. Die über den Allgäuschichten folgenden kieseligen Kalke, Mergel und Radiolarite werden als "Radiolaritgruppe" zusammengefaßt. Ihr Alter reicht vom mittleren Dogger bis zum unteren Malm.

9. Die aptychenreichen Gesteine des Malms und Neokoms werden "Aptychenschichten" genannt mit den Untergruppen "Bunte Aptychenschichten", "Biancone-Kalk" und "Grüne Aptychenschichten". Der in den Südalpen gebräuchliche Name "Biancone-Kalk" für die hellen Bankkalke der Jura-Kreide-Grenzschichten wird in den Nordalpen erstmals definitiv verwendet.

1o. Paläogeographisch zeichnet sich im Gebiet der "Jungschichtenzone" zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge im Jura eine Schwelle ab. Die Mächtigkeit der in den westlichen Lechtaler Alpen mehrere 1oo m umfassenden Mittel- und Oberjura-Gesteine geht hier im Extremfall auf wenige Meter zurück.

11. Das basische Ganggestein "Ehrwaldit" findet sich fast ausschließlich in Lagergängen innerhalb von Gesteinen der Radiolaritgruppe. Ein Vorkommen in den obersten Allgäuschichten wurde neu entdeckt. Die Intrusion des Ehrwaldits fand mutmaßlich um die Dogger-Malm-Wende statt. Stark zersetzte Augite in einem Gestein der Radiolaritgruppe werden als Anzeichen der Effusion eines Ehrwalditmagmas in Form von Kristalltuffen gedeutet.

12. Der Kieselsäuregehalt der anisischen und jurassischen Hornsteinkalke und Radiolarite ist derart streng an die Verbreitung der basischen Eruptiva gebunden, daß die Annahme seiner Herkunft aus vulkanischen Effusionen als gesichert gelten kann. Ins Sediment gelangte die Kieselsäure wahrscheinlich in Form von Skeletten kieseliger Organismen, deren Wachstum durch das Überangebot an Kieselsäure gefördert wurde.

B. Tektonik

1. Die Mieminger Berge bilden ein Großgewölbe, dessen Kern in mehrere Teilfalten zerlegt ist. An drei ausgeprägten, mittelsteil nach N bzw. S einfallenden Überschiebungsflächen fand eine kräftige, nach E zunehmende jüngere Einengung dieses Großgewölbes statt. Die Teilfalten werden durch diese S - und N-vergenten Überschiebungen in gegen E zu wachsendem Ausmaß tektonisch unterdrückt.

2. Issentalköpfl und Vorbergzug gehören zum Nordflügel des Mieminger Großgewölbes. Der Vorbergzug wird von den Mieminger Bergen durch eine steilstehende Störung getrennt, an der die Mieminger Berge antithetisch abgesunken sind. Eine "Gaistalmulde" existiert nur als vorübergehende Verflachung des Nordflügels des Mieminger Großgewölbes.

3. Das südwestliche Wettersteingebirge kann (von S nach N) in Reintalmulde, Wetterstein-Hauptsattel und Wetterstein-Hauptmulde gegliedert werden. Der Hauptsattel wird von zwei bedeutenden Störungen zerrissen.

4. Die Schichten der mehrfach intern gefalteten "Jungschichtenzone" streichen generell E - W; größere Querstellungen sind nirgends zu beobachten. Im Nordteil der Zone weisen die Falten allgemein Südvergenz, im Südteil Nordvergenz auf.

5. Die "Jungschichtenzone" wurde doppelseitig, von S durch die Mieminger Masse und von N durch die Wetterstein-Masse, überschoben. Mieminger Masse und Wetterstein-Masse bilden also keine tektonische Einheit.

6. Die Überschiebungsweite der Mieminger Masse beträgt etwa 4 km, die der Wetterstein-Masse etwa 6 km. Die heute sichtbare Grenze Mieminger Masse/Jungschichtenzone läuft zum größten Teil an einer jungen Verwerfung entlang. Der heutige Südrand der Wetterstein-Masse wird ebenfalls häufig von jungen Störungen gebildet.

7. Die Mieminger Masse ist im Streichen des Heiterwand-Wannig-Zuges mit dem Untergrund verankert, die Wetterstein-Masse im Bereich der Wamberger Sattelzone. Eine Trennung der tektonischen Einheiten in verschiedene "Decken" kommt somit für die Umrahmung des Ehrwalder Beckens nicht in Betracht. Mieminger Masse und Wetterstein-Masse stehen sich gleichberechtigt gegenüber, nicht als "höhere" und "tiefere" Decke; erst östlich des Leutaschtales wird die Wetterstein-Masse von der Mieminger Masse nordvergent überfahren.

8. Im zentralen Wetterstein- und Mieminger Gebirge sowie in der Lermooser Mulde ließen sich vereinzelt N - S-streichende Achsen feststellen, deren Prägung jünger als die Großfaltung mit E - W-gerichteter Achse ist.

9. Der E - W-Einengungsplan führte nur im Bereich der Verankerungsbereiche der Gebirge zu einer plastischen Verformung der Gesteine. In den auf die "Jungschichtenzone" aufgeschobenen Teilen des Wetterstein-Gebirges wirkte sich die E - W-Spannung nur in E - W-gerichteten Schollenverschiebungen aus. Größere Überschiebungen entstanden bei der in "Streifenschollen" gegliederten Westbewegung des Wetterstein-Gebirges nicht.

1o. Die sonst schwach W-fallende Achse der Lermooser Mulde taucht bei Lermoos mittelsteil nach SE ins Ehrwalder Becken ab. Die "Jungschichtenzone" bildet ihre streichende Fortsetzung.

Literaturverzeichnis

ALMA, Fr.H.: Eine Fauna des Wettersteinkalkes bei Innsbruck. - Ann.Naturhistor.Mus.Wien, 4o, S.111-129, Taf. 1o, Wien 1926.

AMPFERER, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. - Verh.k.k.geol.R.-A. 19o2, S. 17o-18o, Wien 19o2.

- Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. - Verh.k.k.geol. R.-A. 19o5, S. 118-125, Wien 19o5.- (19o5 a).

- Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. - Jb.k.k.geol.R.-A., 55, S. 451-562, Taf. 12-14, Wien 19o5, - (19o5 b).

- Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. - Verh.k.k.geol. R.-A., 1912, S.197-212, Wien 1912.

- Besprechung mit O. Schlagintweit, K. Ch. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. - Verh.k.k.geol. R.-A. 1914, S. 338-352, Wien 1914.- (1914 a).

- Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Blatt Lechtal, 1 : 75ooo. - Wien (k.k. geol. R.-A.) 1914. - (1914 b).

- Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Lechtal. - 55 S., Wien (Geol. Bundesanstalt) 1924.

- Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. - Jb.geol. B.-A., 78, S.241-256, Taf. 5, Wien 1928.

- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke.- Jb.geol. B.-A., 81, S. 25-48, Wien 1931.

AMPFERER, O.: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. - 125 S., 25 Taf., Wien 1932.

- Bergzerreißungen im Inntalraume. - S.-B. Akad.Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 15o, S. 97-114, Wien 1941.

- Belastungswirkungen durch die Aufladung der Inntaldecke. - S.-B. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 153, S. 17-44, Wien 1944.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb.k.k. geol. R.-A., 48, (1898), S. 289-374, Wien 1899.

- Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. - Jb.k.k.geol. R.-A., 61, S. 531-71o, Taf. 32-34, Wien 1911.

AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Blatt Zirl und Nassereith. 1 : 75ooo. - Wien (k.k. geol. R.-A.) 1912.

- Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich, Blatt Zirl - Nassereith. - 68 S., Wien (Geol. Bundesanstalt) 1924.

ANGERMEIER, H.-O.: Der geologische Bau des Rauschberg-Gebietes in den Chiemgauer Alpen. - Unveröff. Dipl.-Arb., 63 S., Univ. München 196o.

ARKELL, W.J.: Jurassic Geology of the World. - 8o6 S., 46 Taf., New York (Hafner) 1956.

ARTHABER, G.v.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. - In: Frech, F.: Lethaea geognostica, 2, Das Mesozoikum, Trias, S. 223-472, Stuttgart (Schweizerbart) 19o3-19o8.

BEMMELEN, R.W. v.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. - Geol. Rdsch., 5o, S. 474-499, Taf. 14, Stuttgart 196o.

BETECHTIN, A.G.: Lehrbuch der speziellen Mineralogie. - 685 S., 15 Taf., München (Porta-Verlag) 1957.

BEURLEN, K.: Zum Problem der Inntaldecke. - S.-B. bayer. Akad.Wiss., math.-naturwiss. Abt., 1943, S. 239-264, München 1944.

BODECHTEL, J.F.: Zur Geologie von Ost-Elba. - Unveröff. Diss., 86 S., 4 Taf., Univ. München 1960.

BODEN, K.: Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. - 458 S., Stuttgart (Enke) 1930.

BÖGEL, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Puitental und Bucher-Sattel im Süden des Wettersteinhauptkammes (Tirol). - Unveröff. Dipl.-Arb., 35 S., TH München 1958.

- Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seiner Umgebung. - Jb. D.A.V., 85, S. 20-27, München 1960.

BORCHERT, H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik.- Geol.Rdsch., 50, S. 131-165, Stuttgart 1960.

CATHREIN, A.: Über den sogenannten Augitporphyr von Ehrwald. - Verh. k.k. geol. R.-A. 1890, S. 1-9, Wien 1890.

CIRIC, B.: Über die Diabas-Hornstein-Formation der Dinariden und analoge Bildungen. - Z.deutsch.geol.Ges., 113, S. 182-190, Hannover 1961.

CORNELIUS, H.P.: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. - Ber. Reichsst.Bodenforsch., 1941, S. 89-94, Wien 1941.

- Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. - Geol.Rdsch., 39, S. 216-221, Stuttgart 1951.

DHEIN, A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern.- N.Jb.Mineral.Geol.u.Paläont., Abh. B, 88 (1943), S. 176-228, Taf. 19-22, 2 Beil., Stuttgart 1944.

DIENER, C.: Die marinen Reiche der Triasperiode. - Denkschr.Akad.Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 92, S. 4o5-549, 1 Karte, Wien 1915.

DOBEN, K.: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. - Unveröff.Diss., 97 S., 2 Taf., Univ. München 1962.

EDER, W.: Das Heuberg-Gebiet und sein Vorland. - N.Jb.Mineral., Geol.u.Paläont., Beil.-Bd., 52 B, S. 1-7o, Taf. 1-2, Stuttgart 1925.

GRUNAU, H.R.: Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentralalpen. - 179 S., 11 Taf., Leiden (Brill) 1959.

GRUNAU, H.R. & HÜGI, Th.: Spurenelemente einiger schweizerischer Ophiolithe, Radiolarite und Mergel. - Experientia, 13, S. 347-349, Basel 1957.

GÜMBEL, C.W.: Beiträge zur geognostischen Kenntniss von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. - Jb.k.k.geol.R.-A., 7, S.1-39, Wien 1856.

- Geognostische Karte des Königreichs Bayern. Erste Abtheilung: Das bayerische Alpengebirge mit einem Theil der südbayerischen Hochebene. - 5 Blätter, München 1858.

- Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. - 95o S., 42 Taf., Gotha (Perthes) 1861.

HABER, G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. - 2o6 S., München (Beck) 1934.

HAHN, F.F.: Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseegegend und bei Ehrwald. - N.Jb.Mineral., Geol.u.Paläont., Beil.Bd. 32, S. 535-577, Taf. 2o-21, Stuttgart 1911.

- Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. - Verh.k.k.geol.R.-A. 1912, S.337-344, Wien 1912.

HAMANN, P.J. & KOCKEL, C.W.: Luitpoldzone, Bärgündele und das Ende der Lechtaldecke. - Geol.Rdsch., 45, S. 204-213, Stuttgart 1956.

HAUER, F.v.: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. - Jb.k.k.geol.R.-A., 4, S. 715-784, Wien 1853.

HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 50 (1957), S. 95-132, 1 Taf., Wien 1958.

HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). - Verh.geol.B.-A. 1959, S. 44-91, Wien 1959. - (1959 a).

- Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). - Z. deutsch. geol. Ges., 111, S. 410-433, Hannover 1959. - (1959 b).

HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf - Pettneu). - Z.deutsch.geol.Ges., 109,(1957), S. 373-388, Taf. 5, Hannover 1958.

HUMMEL, K.: Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. - N.Jb.Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd. 68 B, S. 403-462, Taf.9-10, Stuttgart 1932.

JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. - Notizbl.hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 208-226, Wiesbaden 1959.

- Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. - N.Jb.Geol.Paläont., Abh. 113, S. 153-206, Stuttgart 1961.

KLEBELSBERG, R.v.: Geologie von Tirol. - 872 S., 1 Karte, 11 Beil., Berlin (Borntraeger) 1935.

KNAUER, J.: Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. - Abh. geol.Landesuntersuch. Bayer.Oberbergamt, 10, S. 23-50, Taf. 1-3, 1 Karte, München 1933.

KOBER, L.: Der Bau der Erde. - 324 S., 2 Taf., Berlin (Borntraeger) 1921.

KOCKEL, C.W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. - Verh. geol. B.-A. 1956, S. 2o5-212, Wien 1956.

- Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. - N.Jb.Geol. Paläont., Mh. 1957, S. 66-71, Stuttgart 1957.

KOCKEL, C.W., RICHTER, M. & STEINMANN, H.G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. - Wiss. Veröff. D.u.Ö.A.V., 1o, 231 S., 1 Karte, 1 Prof.-Taf., 17 Taf., Innsbruck 1931.

KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge, 1, Der alpine Bauplan. - 352 S., Berlin (Borntraeger) 1936.

- Gedanken zur geosynklinal-tektonischen Nomenklatur. - Z.deutsch.geol.Ges., 1o6 (1954), S. 431-438, Hannover 1956. - (1956 a).

- Zum Verankerungs-Problem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wetterstein-Gebirges. - Z.deutsch.geol.Ges., 1o8 (1956), S. 141-155, Hannover 1956.- (1956 b).

KRUMM, H.: Der geologische Aufbau des Mittleren Wettersteingebirges östlich der Partnach. - Unveröff. Dipl.-Arb., 12o S., TH München 1957.

KÜPPER, H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. - Verh.geol.B.-A. 1956, S. 227-229, Wien 1956.

LEUCHS, K.: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. - Z.deutsch.geol.Ges., 75 B (1923), S. 1oo-113, Berlin 1924.

- Geologie von Bayern. 2. Teil: Bayrische Alpen. - 374 S., 2o Taf., Berlin (Borntraeger) 1927.

- Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. 1. Teil: Beobachtungen an Riffgesteinen der nordalpinen Trias.- N.Jb.Mineral.,Geol.u.Paläont.,Beil.-Bd. 59 B, S.357-4o8, Taf.25-35,Stuttgart 1928.

LEUCHS, K.: Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. - Geol.Rdsch., 21, S. 81-96, Berlin 1930.

- Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. - Z.deutsch.geol.Ges., 87, S. 703-719, Berlin 1935.

- Anisisch-ladinische Grenze und ladinische Hallstätter Fazies in den Nordalpen. - S.-B.Österr.Akad.Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. 1, 156, S. 445-459, Wien 1947.

LOESCH, K.C. v.: Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger-Gebirge. - Jb.k.k.geol. R.-A., 64 (1914), S. 1-98, Taf. 1-3, Wien 1915.

MANN, V.I.: A Spot Test for Dolomitic Limestones.- J.Sed.Petrology, 25, S.58-59, Urbana 1955.

MILLER, H.: Geologischer Bau und Lagerstätten des Zugspitzgebietes (Westliches Wettersteingebirge). - Unveröff. Dipl.-Arb., 85 S., Univ. München 1960.

MOJSISOVICS, E.v.: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. - Jb.k.k.geol. R.-A., 19, S. 91-149, Taf. 2-4, Wien 1869.

- Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. - Abh.k.k.geol.R.-A., 10, 322 S., 94 Taf., Wien 1882.

- Die Hallstätter Entwicklung der Trias.- S.-B.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw.Kl., 101 (1), S.769-779, Wien 1892.

MUTSCHLECHNER, G.: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. - Tschermaks mineral.u.petrogr.Mitt., 3.F., 4, S. 386-395, Wien 1954.

MYLIUS, H.: Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayerischen Alpen. - Mitt.geogr.Ges. München, 9, S. 435-478, Taf. 11-13, München 1914. - (1914 a).

- Entgegnung an O. Ampferer. - Verh. k.k.geol.R.-A. 1914, S.329-338, Wien 1914. - (1914 b).

MYLIUS, H.: Besprechung mit O. Ampferer über das Wettersteingebirge und das Hornbachtal. - Verh. k.k. geol. R.-A. 1915, S. 242-249, Wien 1915.

- Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. - N.Jb.Mineral., Geol.u.Paläont., 1916, 1, S. 1o-4o, Taf. 3-4, Stuttgart 1916.

NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten. - 2. Bd.: Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. - 557 S., Basel (Birkhäuser) 1952 .

NÖTH, L.: Der geologische Aufbau des Hochfelln-Hochkienberg-Gebietes. - N.Jb.Mineral., Geol.u.Paläont., Beil.-Bd. 53 B, S. 4o9-51o, Taf. 1o-11, Stuttgart 1926.

PENCK, A.: Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. -483 S., 2 Karten, 2 Taf., Leipzig (Barth) 1882.

PIA, J.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. - S.-B. Akad.Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 132 (1923), S. 35-79, 2 Taf., Wien 1924.

- Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. - 252 S., Leipzig und Wien (Deuticke) 193o.

PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. - Jb. k.k. geol. R.-A., 16, S. 5o1-5o4, Wien 1866.

- Beiträge zur Geognosie Tirols. - N. Jb.Mineral., Geol.u.Palaeont., 1875, S. 926-936, Stuttgart 1875.

PÖSCHL, A.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Urschlauer-Ache und Seen-Tal in den Chiemgauer Alpen. - Unveröff. Dipl.-Arb., 61 S., Univ. München 1962.

REIS, O.M.: Die Fauna des Wettersteinkalks.
I. Teil. Cephalopoden.
Geogn.Jh. 13, S. 71-1o5, Taf. 2 - 7, München 19oo.

REIS, O.M.: Die Fauna des Wettersteinkalks.
II. Teil. Nachtrag zu den Cephalopoden. Geogn.Jh. 18, S. 113-152, Taf. 1-4, München 1905.

III. Teil. Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden etc. Geogn.Jh. 39, S. 87-138, Taf. 1-10, München 1926.

- Erläuterung zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. - Geogn.Jh., 23, (1910), S. 61-114, München 1911.

REIS, O.M. & PFAFF, F.W.: Geologische Karte des Wetterstein-Gebirges. M 1 : 25000. - Geogn.Jh., 23 (1910), München 1911.

REISER, K.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. 1. Teil. - Geogn. Jh., 33 (1920), S. 57-198, 1 Karte, München 1922.

RICHTER, M.: Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. - N.Jb.Mineral., Geol.u.Paläont., Beil.-Bd. 63 B (1929), S. 1-62, Taf. 1-3, Stuttgart 1930.

- Die deutschen Alpen und ihre Entstehung.- 179 S., Berlin (Borntraeger) 1937.

- Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. - Z.deutsch. geol.Ges., 100 (1948), S. 338-347, Hannover 1950.

RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. - Z.deutsch.geol.Ges., 105 (1953), S. 57-79, Hannover 1955.

RICHTHOFEN, F.v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. - Jb.k.k.geol.R.-A., 10, S. 72-137, Taf. 2-3, Wien 1859.

ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. - Z. D.u.Ö.A.V., 19, S. 401-470, Taf. 14-21, 1 Karte, München 1888.

- Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. - 268 S., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1894.

- Geologische Alpenforschungen, 2, Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. - 261 S., 5 Taf., 1 Karte, München (Lindauer) 1905.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil. - 215 S., Wien und Innsbruck (Springer) 1948.

SCHINDEWOLF, O.H.: Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. - 139 S., Berlin (Borntraeger) 1944.

- Tektonische Triebkräfte der Lebensentwicklung? - Geol.Rdsch., 45, S. 1-17, Stuttgart 1956.

SCHLAGINTWEIT, O.: Die Mieminger-Wetterstein Überschiebung.- Geol.Rdsch., 3, S. 73-92, Taf. 1-2, Leipzig 1912. - (1912 a).

- Zum Problem des Wettersteingebirges. - Verh.k.k.geol.R.-A. 1912, S. 313-327, Wien 1912. - (1912 b).

SCHMIDEGG, O.: Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. - Jb. geol.B.-A., 94 (1949-1951), S. 159-205, Taf. 19-20, Wien 1951.

SCHNEIDER, H.-J.: Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. - Geol.Bav., 17, S. 17-55, Taf. 1, München 1953. - (1953 a).

- Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach.- Unveröff.Diss., 131 S., Univ.München 1953. - (1953 b).

SCHRÖDER, J.: Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. - N.Jb.Mineral., Geol. u.Paläont., Beil.-Bd. 52 B, S. 214-283, Stuttgart 1925.

SENARCLENS-GRANCY, W.v.: Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. - Jb.geol.B.-A., 88,(1938), S. 1-12, 2 Karten, Wien 1939.

SKUPHOS, Th.G.: Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sogenannten Unteren Cardita-Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. - Geogn.Jh., 4 (1891), S. 87-142, Kassel 1892.

SPENGLER, E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges. - Jb.k.k.geol. R.-A., 68 (1918), S. 285-474, Taf. 14-18, Wien 1919.

SPENGLER, E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. - Z.deutsch.geol.Ges., 102 (1950), S. 188-202, Hannover 1951. - (1951 a).

- Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. - In: Schaffer, F.X., Geologie von Österreich, S. 302-413, Wien (Deuticke) 1951.-(1951 b).

TAUPITZ, K.-Chr.: Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. - Unveröff.Diss., 120 S., 5 Taf., Bergakad. Clausthal 1954.

TRAUTH, F.: Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. - Palaeontographica, 88 A, S. 115-229, Taf. 11-14, Stuttgart 1938.

TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - 360 S., Berlin (Deutsch.Mineral. Ges.) 1935.

TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. - Beiträge zur Lithogenesis und Tektonik der nördlichen Kalkalpen. - Wiss.Veröff. D.u.Ö.A.V., 7, 69 S., 1 Karte, 8 Taf., Innsbruck 1930.

ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. - Geol.Bav., 41, S. 99-151, 1 Beil., München 1960.

VACHÉ, R.: Geologie und Lagerstätten des mittleren Wettersteingebirges zwischen Hammersbach und Partnach. - Unveröff.Dipl.-Arb., 68 S., Univ. München 1960.

VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seinen nördlichen Vorlandes.- Geol.Bav., 17, S. 56-88, München 1953.

WENK, E.: Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. - Experientia, 5, S. 226-232, Basel 1949.

WÖHRMANN, S.v.: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. - Jb.k.k. geol.R.-A., 43, S. 617-768, 1 Tab., Taf. 13, Wien 1893.

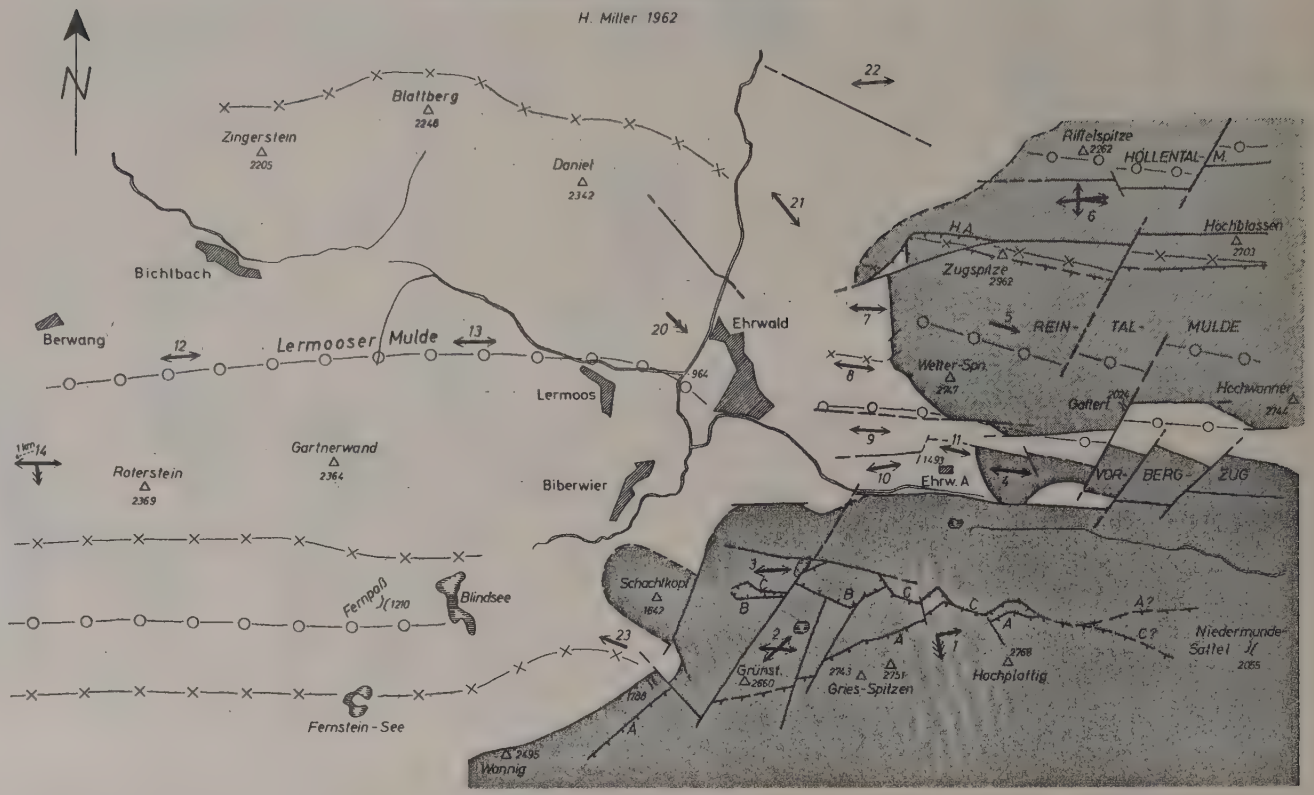
WÖHRMANN, S.v.: Alpine und ausseralpine Trias. - N.Jb. Mineral.,Geol.u.Palaeont.,1894 (2), S. 1-5o, Stuttgart 1894.

ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. - Z.deutsch.geol.Ges., 111, S. 74-1oo, Hannover 1959.

ZITZLSPERGER, L.: Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein-Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten (Tirol). - Unveröff. Dipl.-Arb., 56 S., TH München 196o.

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE
DER UMRAHMUNG DES EHRWALDER BECKENS

H. Miller 1962



LEGENDE

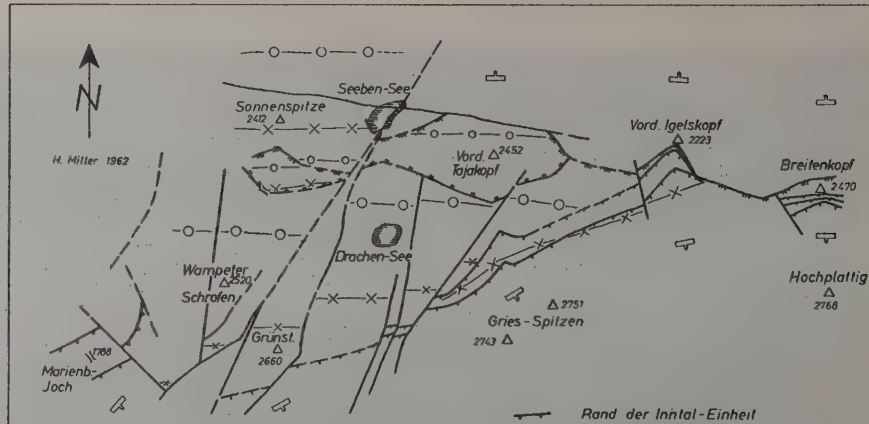
- Sattelachse
- Muldenachse
- Faltenachsen (mit Diagramm-Nr.)
  - ± horizontal
  - flach eintauchend
  - mittelsteil "
  - steil "
- Verwerfung, Blattverschiebung
- Aufschiebung, Überschiebung

(Die Häkchen zeigen nach der tektonisch hangenden Scholle; sie haben keine Beziehung zur Schubrichtung.)

H.A. = Hauptsattel-Aufschiebung

A, B, C = die internen Aufschiebungen der Mieminger Berge

- Lechtal-Einheit
- Wetterstein-Masse
- Inntal-Einheit



Der Internbau der Mieminger Berge

- Rand der Inntal-Einheit
- Aufschiebung "A"
- " "B"
- " "C"
- Fallrichtung der Schenkel des Mieminger "Großgewölbes"

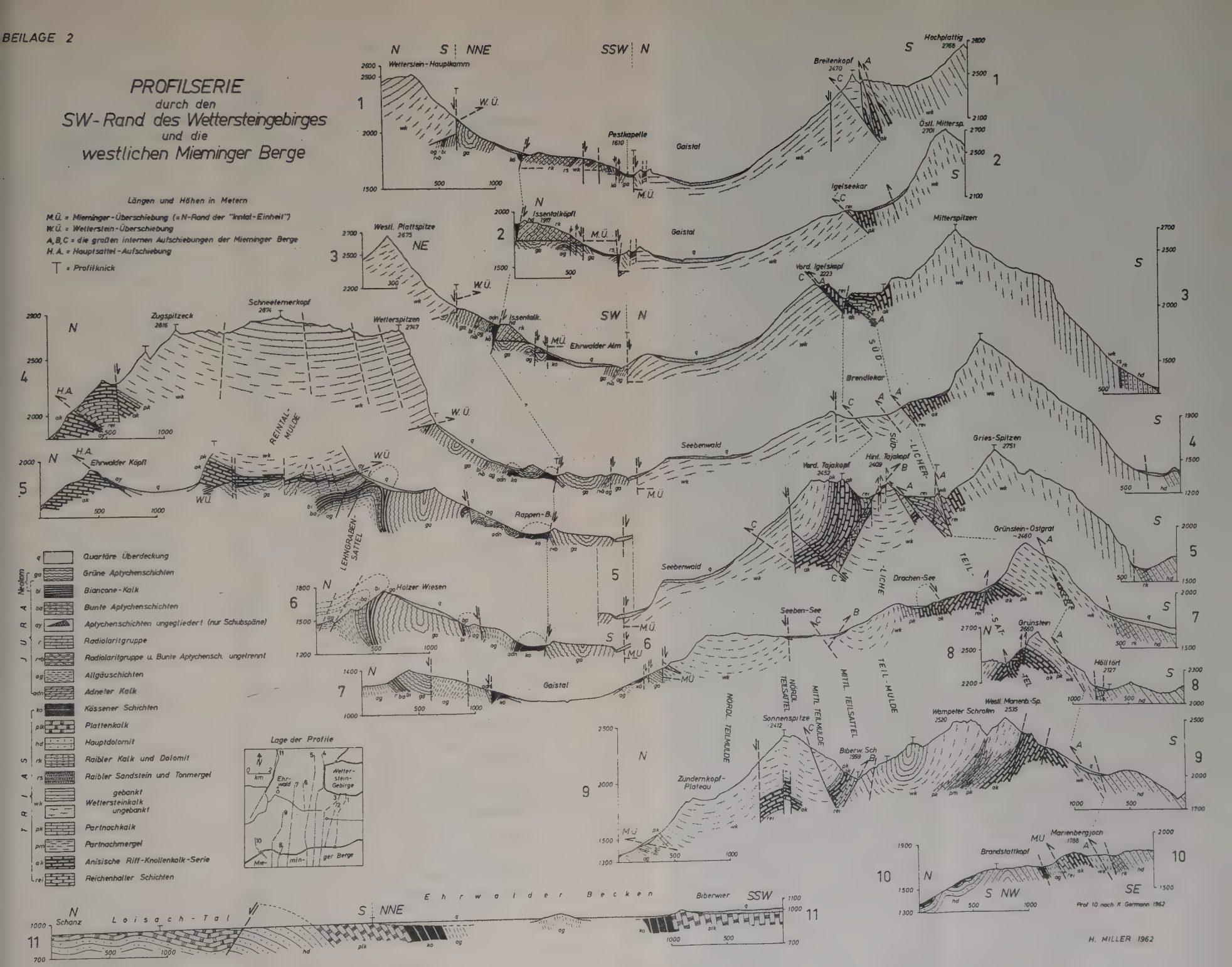
Sonstige Signaturen wie nebenstehend

BEILAGE 2

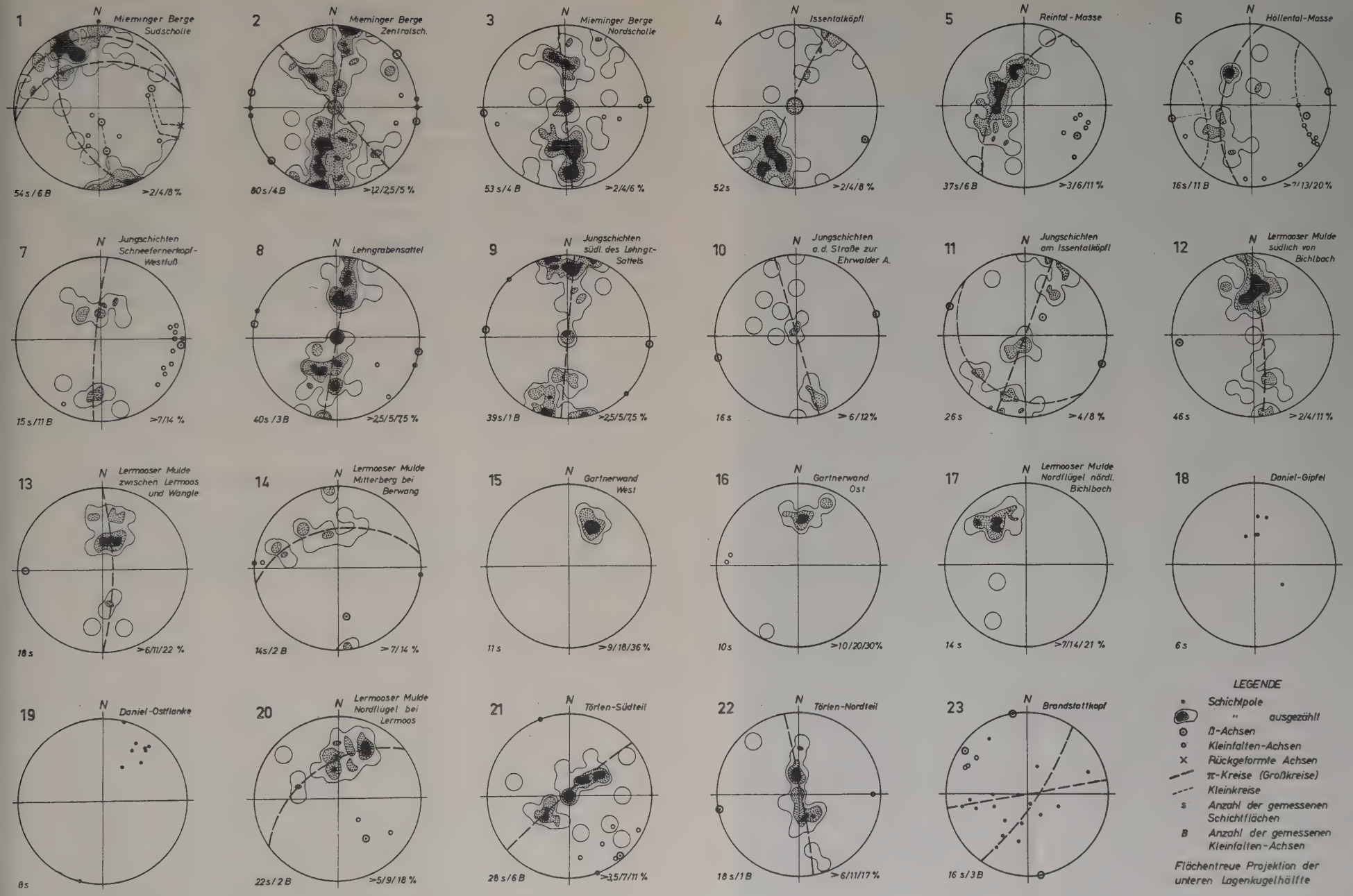
PROFILSERIE
durch den
SW-Rand des Wettersteingebirges
und die
westlichen Mieminger Berge

Längen und Höhen in Metern

M.Ü. = Mieminger-Überschiebung (= N-Rand der "Inntal-Einheit")
W.Ü. = Wetterstein-Überschiebung
A, B, C = die großen internen Aufschiebungen der Mieminger Berge
H.A. = Hauptsattel-Aufschiebung
⊤ = Profilknick



GEFÜGEDATEN HOMOGENER TEILBEREICHE IM TEKTONISCHEN RAHMEN DES EHRWALDER BECKENS



Lebenslauf

Am 3. April 1936 wurde ich, Hubert Maximilian M i l l e r , als Sohn des damaligen Tierzuchtassessors, jetzigen Regierungsveterinärdirektors a.D. Dr. Maximilian Miller und dessen Ehefrau Sophie, geb. Specht, in München geboren. Von 1942 bis 1946 besuchte ich die Volksschule, zunächst in Augsburg, nach der Evakuierung in Siebnach, Kreis Mindelheim. Im Jahre 1946 trat ich in das Humanistische Gymnasium bei St. Stephan in Augsburg über; dort legte ich im Juli 1954 die Reifeprüfung ab. Anschließend studierte ich ein Jahr an der Technischen Hochschule in München Maschinenbauwesen. Im Winter 1955 begann ich das Studium der Geologie an der Ludwig-Maximilian-Universität in München. Im Februar 1960 bestand ich dort die Diplom-Hauptprüfung. Seitdem arbeite ich an meiner Dissertation.

Vom Januar 1961 ab war ich mit Unterbrechungen als Verwalter einer wissenschaftlichen Assistentenstelle bzw. als wissenschaftlicher Hilfsassistent am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München tätig.

Meine akademischen Lehrer waren:

G. ANGENHEISTER, W. BORCHERT, L. BRAUNER, R. DEHM, G. FISCHER, K. v. FRISCH, W. GERLACH, R. GISTL, H. HAGN, W. HOFMANN, R. HUISGEN, G. JOOS, E. KRAUS, J. LENSE, H. LOUIS, K. MÄGDEFRAU, A. MAUCHER, G. MENZER, F. NEUMAIER, E. PREUSS, P. SCHMIDT-THOMÉ, H.-J. SCHNEIDER, E. WIBERG, W. ZEIL.